

53239

273

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

53239

CURAT: R. WAGNER

1966 MAR 17

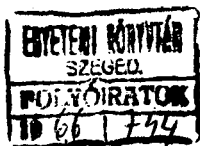
ACTA CLIMATOLOGICA

4-6

TOMUS IV.—V.

FASC. 1—4

Kék



SZEGED (HUNGARIA)

1965

53239

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: R. WAGNER

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS IV.—V.

FASC. 1—4



SZEGED (HUNGARIA)

1965

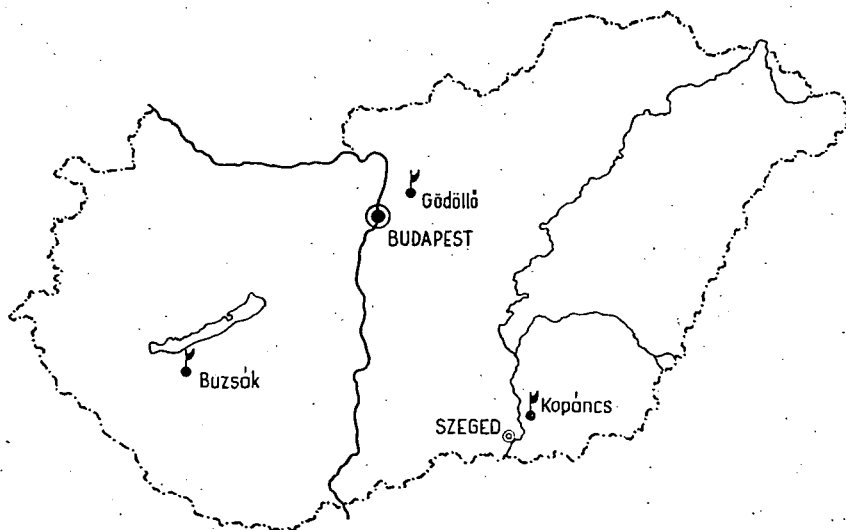
ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS
PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: R. WAGNER

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS IV.—V.

FASC. 1—4.



SZEGED (HUNGARIA)

1965

DIE TEMPERATUR DES BODENS, DES WASSERS UND DER LUFT IN KOPÁNC

I. Teil

VON R. WAGNER

Zusammenfassung. Die Abhandlung berichtet über die Ergebnisse der Temperaturmessungen in Kópánc (46° 20' N) im Süden Ungarns. In diesem ersten Teil ist die Temperatur des Sodabodens, der 20 cm — Wasserschicht und des darunterliegenden Bodens und der 20 cm Schicht des Überflutungswassers des Reisbestandes und des darunterliegenden Bodens angegeben.

Die Reisfelder in Kópánc bringen in der Vegetationsperiode ein eigenartiges Ortsklima zustande. Der Verfasser weist den Tagesgang der Wärmeströmung nach, wobei die Divergenz und Konvergenzschichten abgesondert werden, sie sind die Inversionsschichten des Bodens. Die Bodenschicht, in der die Inversionsschichten sich befinden, ist die tägliche Inversionsschicht. Es gibt Inversionsschichten auch im mit Wasser bedeckten Boden. Das Sinken der Inversionsschichten hängt nicht nur von den Eigenschaften des Bodens sondern auch vom Charakter des Wetters ab.

Behandelt werden auf Grund der stundenweise beobachteten Temperaturwerte in 2, 5, 10, 15, 20, 25 und 30 cm im Sodaboden die Zeitpunkte des Eintritts der Maxima und Minima, die Phasenverspätung, die Sonnenstrahlungsdauer und nach der Bewölkung die täglichen Bodentemperaturamplituden.

Die Bodentemperatur wurde in 0, 2, 5, 10 und 20 cm im Boden unter dem freien Wasser und unter dem Überflutungswasser des Reises gemessen. Aus diesen Untersuchungen geht hervor, dass der Eintritt der Temperaturextremwerte im Boden unter Wasser im Vergleich zum mit Wasser nicht bedeckten Boden eine 4—5-stündige und im Boden des überfluteten Reisbestandes eine weitere 1-stündige Phasenverspätung hat. Die täglichen Temperaturamplituden sind auch gemässiger als bei den Böden unter Wasser. Infolge des Zuwachses der Reismasse vermindern sich ihre täglichen Temperaturamplituden während der Phenophasen, und diese Verminderung kann im Vergleich zum Boden unter Wasser sogar 50% erreichen.

Die Erwärmung der offenen Wasserschicht geht nicht nur von der Oberfläche sondern auch vom Wassergrund aus. In der Abkühlung der Wasseroberfläche spielt auch der Boden unter dem Wasser eine Rolle. Das Überflutungswasser des Reises erwärmt sich und kühlt sich ab gewöhnlich von der Oberfläche her. Im Bewässerungswasser des Reises treten die Temperaturmaxima und -minima wegen der Schattenwirkung der Vegetation später ein, und die täglichen Temperaturamplituden sind gemässiger als im offenen Wasser.

Summary. This paper presents the results of temperature measurements made in Kopáncs in the South of Hungary (46° 20' N) in the course of microclimatic research. In the present first part the temperature of the sodic soil, the 20 cm water layer and the soil under it, as well as of the 20 cm flooding-water of the paddy stand and the soil under it is described.

The paddy fields of Kopáncs create a peculiar local climate in the vegetation period. The author shows the diurnal variation of the heat flux in the soil separating the divergence and convergence levels. These are the inversion levels of the soil. The layer of soil in which there are inversion levels is the daily inversion layer of the soil. There are inversion levels also in the soil covered by water. The sinking of the inversion levels depends not only on the properties of the soil but also on the weather.

On the basis of temperature measurements taken hourly at 2, 5, 10, 15, 20, 25 and 30 cm in sodic soil the times of the occurrence of the maxima and minima, the phase lag and the duration of solar radiation, and with reference to cloudiness, the daily soil temperature amplitudes are discussed.

Soil temperature was measured at 0, 2, 5, 10 and 20 cm in the soil under open water and under the flooding-water of the paddy. It is seen from these investigations that in the soil under water the extreme temperatures have a phase lag of 4—5 hours as compared to the soil not covered by water, and an additional 1 hour lag in the soil of the paddy. The daily temperature variations are also more moderate in the soils under water. Owing to the growth of the mass of the paddy stand the daily temperature variations of its soil become smaller in the phenophases, and this decrease may even reach 50% as compared to the temperature variations in the soil under water.

Warming up of the open water layer starts not only from the water surface, but also from the water bottom, and the soil under the water also plays a role in the cooling of the water. The flooding-water of the paddy usually warms up and cools down from the water surface.

Owing to the shade effect of the vegetation, the temperature maxima and minima occur later, and the daily temperature variations are smaller in the flooding-water of the paddy than in the open water.

Der Zweck der Mikroklimauntersuchungen

Die Mikroklimauntersuchungen bestehen vor allem in der Untersuchung der Böden, beziehungsweise der Luftschicht über mit Vegetation bedeckten Oberflächen. Unvergleichbar weniger Interesse wird der Untersuchung der mit dem Wasser in Berührung stehenden Luftschicht gegeben, und auch diese bezieht sich vor allem auf Teiche, Flüsse und Meere.

Die Kontinentalen Gewässer können in zwei grosse Gruppen geteilt werden. Zur einen gehören **die stehenden Gewässer**, zur anderen **die Flüsse**. Auf Grund der Werke von W. PICHLER (1939) und W. HÖHNE (1954) stellt R. GEIGER ausser der obigen Einteilung die untenstehende Einteilung auf.

1. Kleingewässer

- a) Lachen
- b) Tümpel
- c) kleine Teiche

2. Teiche

3. Offene Meere

Der Unterschied zwischen dem Begriff der Lache und dem des Tümpels folgt aus der Dicke der Wasserschicht. In der ungefähr 10 cm tiefen Lache gibt es keine Temperaturschichtung, aber es gibt im 10—70 cm tiefen Tümpel. Nach GEIGER (1961) ist die Lache eine periodische Wasseranhäufung, dagegen kann der Tümpel auch beständig sein.

Die kleinen Teiche sind meist ständigen Charakters mit wechselnder Temperaturschichtung.

Vom klimatologischen Gesichtspunkte aus haben sich mehrere mit den Teichen beschäftigt, so V. CONRAD (1935, 1936), O. ECKEL (1952), W. PEPPLER (1928), I. DIRMHIRN (1951), H. FREY (1931), J. FRÜH (1930), W. MAHRINGER (1958) und SAUBERER (1952). Ihre Ergebnisse aber, besonders wegen der Grösse und Tiefe der untersuchten Teiche, können mit den Vorgängen, die sich in aus kleinerer Wasseranhäufung gebildeten stehenden Gewässern abspielen, nicht verglichen werden. Hinsichtlich der letzteren verdienen in erster Linie die Untersuchungen von W. HÖHNE (1954), W. PICHLER (1939) und W. SCHMIDT (1927) Interesse.

Die Sodaböden nehmen ungefähr 8—10% der Oberfläche Ungarns ein. Nach der Schneeschmelze im Frühling, aber auch im Herbst, an einigen Stellen vom jeweiligen Wetter abhängig — auch im Sommer — steht eine dünne Wasserschicht auf einem Teil der Sodaböden und in den Niederungen auf anderen Böden, und diese Gewässer bilden von der Dauer ihres Bestehens abhängig längere oder kürzere Zeit lang dauernde selbständige Biotope.

In unserem Lande sind keine diesbezüglichen Untersuchungen angestellt worden, und im Laufe der Untersuchung des Klimas des BALATON (PLATTENSEES) bezweckten die Beobachtungen die Klärung der Verhältnisse der seichten Gewässer nicht.

Wir sind also der Meinung, dass unser Bemühen, *die mikroklimatischen Verhältnisse der seichten Gewässer in erster Linie mit Bezug auf die Temperatur aufzuklären*, Interesse verdient.

Eine mehrere dm dicke Wasserbedeckung über dem Boden verändert das Mikroklima grundlegend, macht es spezifisch und wirkt auch auf seine unmittelbare Umgebung. Die Dicke (Tiefe) dieser Wasserbedeckung stimmt mit dem Bewässerungswasserniveau beim heimischen Reisbau überein.

Auch die Vegetation der mit seichtem Wasser bedeckten Grundflächen und Sümpfe gestaltet und verändert das Klima den täglichen Temperaturgang, die thermische Schichtung des Gewässers, aber in Zusammenwirkung mit der Vegetation auch das Mikroklima der anliegenden Luftschicht. Die Untersuchung der kleinen Gewässer verdient also Interesse sowohl vom Gesichtspunkt der Botanik, der physischen Geographie als auch der Agrarwissenschaften aus.

Nach unserer **Zielsetzung** möchten wir vom mikroklimatologischen Gesichtspunkte aus klären, wie sich die von Vegetation nicht beschattete Wasserschicht in unserer Heimat unter verschiedenartigen Sommerwetterverhältnissen erwärmt, was für eine Rolle die Bodenschicht unter dem Wasser im Wärmehaushalt der Wasserschicht spielt.

Was sind wesentlichsten Unterschiede in der Erwärmung und Abkühlung der bodennahen und wassernahen Luftschichten?

Zu klären sind auch die mikroklimatischen Vorgänge, die in der mit Vegetation, bei unseren Untersuchungen mit Reis bewachsenen Wasserschicht, in ihrem Boden und im Luftraum des Reisbestandes stattfinden.

Eigentlich *mussten die Untersuchungen auf drei verschiedene Substrate ausgedehnt werden*, und zwar auf:

- den mit Wasser nicht bedeckten Boden,
- den mit Wasser bedeckten Boden,
- den mit Wasser und Vegetation bedeckten Boden.

Die an diesen Substraten ermöglichen es uns, die Verschiedenheiten festzustellen.

Zwar versuchten wir, unsere Untersuchungen mit entsprechender Umsicht durchzuführen, können wir die Lösung der entstehenden Probleme nur annähern, aber in jeder Hinsicht nicht erreichen. Besonders schwer wird die Bewertung unserer Untersuchungsergebnisse dadurch, das es in der Literatur sehr wenig Untersuchungen gibt, die sich mit annähernd ähnlichen Themen beschäftigen, und dass unsere Instrumente zu Punktmessungen nicht geeignet sind und so die Klärung der physikalischen Vorgänge nicht in jeder Hinsicht möglich war.

Wir sind aber der Meinung, dass es aus mikroklimatologischem Gesichtspunkt aus eine Möglichkeit gab, einige neuere Feststellungen zu machen.

Die mikroklimatologische Untersuchung der Kleingewässer im Gelände bedeutet eine sehr grosse Schwierigkeit nicht nur vom Gesichtspunkt der Wahl und der Placierung der Instrumente, sondern auch weil das ständige Abnehmen der Wasserschicht durch Verdunstung oder Versickern, eventuell ihr rasches Steigen durch Niederschlag ermöglicht die Feststellung der Gesetzmässigkeiten der noch wenig bekannten Temperaturveränderungen des Wassers nicht.

Zur Untersuchung des Temperaturganges des einige Dezimeter dicken Wassers und des Mikroklimas der Umgebung mussten wir eine solche Grundfläche wählen

1. wo das Wasser innerhalb einer Wetterperiode auf beinahe gleichem Niveau gehalten werden kann;
2. wo es eine trockene horizontale Fläche gibt, auf die die Sonnenstrahlen von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang unverhindert fallen;
3. wo es im Wasser lebende Vegetation gibt, die ebenso von Morgen bis Abend unverhindert von den Sonnenstrahlen betroffen wird.

Eine solche Wahl des Untersuchungsgebiets ist notwendig, dass ausser der Feststellung der Gesetzmässigkeiten der Kleingewässer ein Vergleich zwischen den Mikroklimavorgängen, die gleichzeitig auf der trockenen Grundfläche und auf der mit Vegetation bedeckten Wasseroberfläche stattfinden möglich sein soll.

Zur Erfüllung der obigen Bedingungen für die Untersuchungen entsprach solches Reisfeld am besten, wo wir Reis — und Wasserpazellen von gleicher Grösse anlegen konnten. Im Interesse der Erfüllung der 3. Bedingung dachten wir die Anwendung der homogenen Reispazelle am besten zu sein, wo wir die Vegetation in ihrem Ganzen kontrollieren konnten.

Die Stelle der Untersuchungen

Die Untersuchungsstelle befindet sich 6 km westlich von HÓDMEZŐVÁSÁRHÉLY, 1 km östlich von der THEISS (TISZA) — wo von sie ihr Bewässerungswasser bekommt —, auf 30 km Entfernung in Luftlinie ENE von SZEGED auf 46° 20' nördliche Breite und 20° 20' östliche Länge. Auf dem experimentellen Grund wurde Reis in Wechselfeld angebaut; so waren zwei Substrate die zu unseren Untersuchungen notwendig waren allezeit gegeben.

Die Reispazellen wurden den Versuchen von ÖRKI* entsprechend mit verschiedenen Reisarten, verschiedener Saattiefe und Wasserbedeckung gepflanzt. Unsere Untersuchungen führten wir meist in Getreide-dicker Saat mit *Linia 45* und *Dungha Shali* Reis auf Pazellen mit 20 cm tiefer Wasserbedeckung, bzw. auf Pazellen, die für unsere Zwecke speziell eingestellt waren, aus. So nahmen die Pazellen, in denen wir die Untersuchungen machten 1957 10×20 m, 1958 und 1959 6×6 m Grundfläche ein. Diese kleineren abgesonderten Grundflächen waren aber von den grossen Reisfeldern nur durch dünne Deiche getrennt.

Unsere Mikroklimauntersuchungen auf der Grundfläche ohne Wasserbedeckung dienten als Kontrolle zu unseren Untersuchungen auf Grundflächen mit Wasserbedeckung. Wegen der Kürze werden wir die erstere Fläche als „Sodaboden“, eventuell als „trockene“ Mikroklimastation bezeichnen.

Die Versuchsanlage war von einem 4 m breiten, noch unbebautem Sodabodenstreifen (cca. 50 m breit im Mittelpunkt der Wirtschaft), einem Rest der ursprünglichen Sodabodenwiese, durchschnitten. Bei unseren Untersuchungen von 1956 und 1958 legten wir die sogenannte *trockene* Station auf dieser Grundfläche und in 1957 und 1959 auf aufgeackelter und niedergetretener Stoppel und ebenfalls in 1957 einmal bebautem, sodahaltigem Boden mit Unkräutern, der seit Jahren brach gelegen war, an.

Auf der *überschwemmten* Grundfläche ohne Reisbestand stellten wir Untersuchungen von 1957 ab an, und in diesem Jahr auf unbesäten Teil 5 m breit eines grossen Reisfeldes, in 1958 und 1959 auf einer 6×6 m abgesonderten Pazelle. In 1957 war die Tiefe des Bewässerungswassers 25—30 cm, in 1958 und 1959 20—20 cm. Die überschwemmten Pazellen ohne Reisbestand werden wir im folgenden als „Wasser“, „Pazelle mit Wasser“, meist aber „freies Wasser“, „offenes Wasser“ bezeichnen.

* Öntözési és Rizskutató Intézet (Institut für Bewässerungs- und Reiserforschung).

Die gebrauchten Instrumente und ihre Placierung

Im Laufe unserer Untersuchungen stellten wir auch in K O P Á N C S jedes Jahr eine Klimastation auf, wo die folgenden Instrumente angebracht wurden:

Klimahütte: darin Thermograph, Hygrograph, Aspirationspsychrometer, Maximum-Minimum-Thermometer, und ein Hygrometer.

Zur Klimastation gehörten 1 Hellmannscher Ombrograph, 1 Obrometer, 1 Campbell-Stokesscher Sonnenscheindauermesser, 1 Radiationsminimumthermometer und eine Reihe von Bodenthermometern in 2, 5, 10, 15, 20 und 30 cm.

Bei den Mikroklimauntersuchungen stellte uns die Messung der Temperatur des Wassers und des Bodens unter dem Wasser eine neue Aufgabe. Bei unseren 1955 am T H E I S S-Ufer ausgeführten Untersuchungen hatten wir schon etwas Erfahrung mit der Messung der Wassertemperatur, *wir mussten aber unser Instrument weiter verbessern, denn im Gegensatz zur geringen Amplitude des Temperaturganges des Theisswassers konnten wir hier mit grösseren Schwankungen rechnen*. Natürlich kam die Messungsmethode mit Quecksilberthermometer, wo das Ablesen des Thermometers, mit dem Ausheben dessen aus dem Wasser einhergeht, nicht in die Frage. Es lag an der Hand, die Wasser- und Bodentemperaturen mit Widerstandsthermometern zu messen, wodurch es möglich wurde die Handlung von derselben Schalttafel wie die Widerstandsthermometer auszuführen. Zur Messung der Temperatur des Wassers und des Bodens unter dem Wasser gebrauchten wir gleichermassen konstruierte Widerstandsthermometer.

Wir haben mit solchen Thermometern die Bodentemperatur auch in trockenem Sodaboden gemessen, aber in den meisten Fällen legten wir wegen der geringeren Zahl der Widerstandsthermometer auch hier Quecksilberthermometer.

Jedes elektrische Boden- und Wasserthermometer war in einen 12 mm langen, von Wasser isolierten vernickelten Kupferzylinder mit 0,5 mm dicker Wand eingefasst. Zwar waren diese Zylinder mehrere Wochen lang unter Wasser, mussten wir das Einsickern nicht fürchten. Im Zylinder befand sich der 0,04 mm dicke Messdraht aus reinem Nickel, mit einem Widerstand von 50 Ohm.

Der Umfang der Boden- und Wasserthermometer war ähnlich dem des Quecksilbersackes der Quecksilber-Bodenthermometer; ihre Placierung sollte darum so geschehen, dass sie mit der Längsachse des Kupferzylinders im erwünschten Niveau Platz nehmen sollen.

Bei der Placierung der Bodenthermometer ist es eine allgemeine Bedingung, dass die Instrumente so in den Boden gelegt werden sollen, dass dessen natürliche Zustand, Struktur nicht verändert wird. Beim Hineinstecken in den Boden besteht die Gefahr bedeutender Verdichtung, beim Hinabgraben die Gefahr der Vermischung der Bodenschichten. Um diese zu vermeiden schneiden wir bis zur erwünschten Tiefe mit einem scharfen Spaten einen Bodenziegel zusammen mit der Vegetation, so dass wir ihn aus seiner Umgebung nicht ausheben sollen, sondern ihn auf einer Kante ausbeugen können. Den Quecksilbersack der Bodenthermometer senken wir in der Wand der geöffneten Vertiefung bis zum erwünschten Niveau, dann legen wir den Boden- und Grasziegel in seine ursprüngliche Lage zurück. Zweifellos muss man auch so mit gewisser Verdichtung rechnen, doch ist so die Störung der Bodenstruktur im Vergleich zu anderen Methoden geringer.

Mit derselben Methode placierten wir auch die Thermometer unter Wasser, da es uns möglich war, die Parzelle zeitweilig zu entwässern. Die Kabel der Bodenthermometer unter Wasser festigen wir zu einem gut fixierten Pfahl, dass sich die Bodenthermometer wegen des Eigengewichts der Kabel nicht wegbewegen sollten.

Auch bei der Placierung der Wasserthermometer musste die horizontale Lage der

Thermometer gesichert werden. Um dies zu erreichen legten wir eine Tragsäule in die Mitte der untersuchten Parzelle, wozu die Kabel so befestigt wurden, dass die Wasserthermometer im erwünschten Niveau horizontal standen. Die Wasserthermometer wurden von der Sonnenstrahlung mit Stanniolpapieren geschildert.

Die Wasserthermometer — wie wir sehen — waren fixiert und ihre Höhe wurde im wesentlichen vom Wassergrund, vom oberen Niveau des Schlammes gemessen. Wir versuchten es nicht, Schwimmer auf der Wasseroberfläche anzubringen um mit denen von der Oberfläche abwärts zu messen, und zwar aus zwei Gründen; einerseits konnte das Grundniveau als konstant betrachtet werden, andererseits verursachte weder der Winddruck noch die Undulation solche Wasserniveauschwankungen, mit denen man unter gegebenen Umständen weitgehend gerechnet müssen hätte.

Die bedeutendste Wasserniveausenkung wurde von der Verdunstung verursacht. Zum Ersatz der verdunstenden Wassermenge ersetzten wir das Wasser aus den ständig gefüllten Bewässerungswassergräben und fanden in keinem Fall, dass die hineingehobene Wassermenge die Temperatur der Wassermenge der Parzelle verändert hätte. Das zuweilen auftretenden Wasserniveausinken von einigen mm haben wir bei der graphischen Bewertung in Betracht genommen.

Ebenso wie die Temperatur des Bodens unter Wasser und die Temperatur des Wassers, massen wir auch die Lufttemperatur in der Mitte der Parzellen sowohl auf dem offenen Wasser als auch im Reisbestand. Die Beobachtungen führten wir mit Widerstandsthermometern aus reinem Nickel durch. Unsere Widerstandsthermometer bildeten wir mit Luftkern aus, so dass der netzweise bewickelte Draht nur an 4 Punkten aufgestützt wurde. Sie sind für die Luft von allen Seiten durchdringbar. In der mittleren vertikalen Achse gibt es in 5 mm Diameter keinen Draht und um diesen letzteren in 8 mm Höhe bildet eine 3 mm Hülle wie ein leerer Zylinder den Fühlkörper.

Der Fühlkörper ist eine 0,5 mm vernickelte kegelförmige Kupferplatte; er wird vor Strahlung dreifach geschützt. Der Strahlungsschirm ist so ausgebildet, dass der Fühlkörper daran aufgehängt werden kann und die hinableitenden 3 Gummikabel der Strahlungsschirm horizontal halten. Das Ablesen der Instrumente geschieht mittels einer Wheatstone Brücke auf einer 16 fachen Schalttafel.

Auf dem Sodaboden massen wir die Bodentemperatur meist mit Quecksilberthermometern und die Lufttemperatur mit den oben beschriebenen Widerstandsthermometern.

Zur Messung der Luftfeuchtigkeit gebrauchten wir Assmannsche Aspirationsthermometer und zur Bestimmung der Windrichtung und Geschwindigkeit wandten wir teils selbstkonstruierte Instrumente, dann Hand-Schalenanemometer.

Die Schalttafeln der Widerstandsthermometer placierten wir in Zelten, wo die dienstleistenden Beobachter ihre Arbeit verrichteten. Unsere Aufgabe war auch die Ausführung visueller Beobachtungen.

Die Placierung der Messapparate wurde von der Aufgabe bestimmt, aber die nur zu beschränkte Zahl der Apparate setzte uns Grenzen. Wir bemühten uns auf den drei verschiedenen Substraten (trocken, Wasser, Reisbestand) gleichzeitig vergleichbares Beobachtungsmaterial zu gewinnen. Dazu war es notwendig die Placierung der Instrumente zusammenzustimmen.

Auf den nicht wasserbedeckten Böden placierten wir die Bodenthermometer in jeder Messungsperiode 2, 5, 10, 15, 20, 25 und 30 cm tief.

Die Temperatur der mit Wasser überschwemmten Böden massen wir von unserem Instrumentvorrat abhängig; 1956 in 2, bzw. 2 und 10 cm, 1957 in 2 und 10 cm, 1958 und 1959 in 2, 5, 10 und 20 cm in Böden unter offenem Wasser und unter Reisbestand.

Die Bestimmung der Temperatur des Wassers (auch des Bewässerungswassers der Reises) fand 1957 in 1 cm unter der Wasseroberfläche, in der Mitte der Wasserschicht und am Wasserboden statt; 1958 und 1959 wurden die Wasserthermometer 1, 5, 10, 15 und 20 (am Boden) cm unter der Wasseroberfläche angebracht. In einer kürzeren Periode (ab 9^h 17. August bis 9^h 30^m 26. August 1958) legten wir die Thermometer in den folgenden Niveaus: 1,0, 2,5, 5,0, 7,5, 10,0, 12,5, 15,0, 17,5 und 20,0 cm.

Die Luftthermometer hängten wir gewöhnlich in 10, 50, 100 und 150 sowie 200 cm hoch über dem Boden auf, während die Thermometer in den gleichen Niveaus über der Oberfläche des offenen Wassers aufgestellt wurden. Im Reisbestand wurden sie von dieser geometrischen Aufstellung abweichend in 10 cm über dem Wasser, in der Hälfte der Höhe des Pflanzenbestandes, 10 cm unter dem Rispenniveau, im Rispenniveau, in 10, 50, 100 und manchmal in 150 cm aufgestellt. In einer einzelnen Beobachtungsperiode stellten wir die Thermometer in einer dem Reisbestand entsprechender Höhe über dem offenen Wasser und auch über dem Sodaboden. Die Schichtung über dem Reisbestand war aber über den zwei anderen Substraten nicht zu erkennen. Übrigens hätte man auf mehr detaillierte Wirkung des Reisbestandes darum rechnen, weil sich auf dem grösseren Teil der Grundfläche Reis befand.

Die Assmanschen Aspirationspsychrometer wurden 10 und 150 cm hoch aufgestellt; einer wurde in mehreren Fällen im Rispenniveau im Reisbestand aufgehängt.

Die Windrichtung wurde mittels der in den Beobachtungszentralen und an der Klimastation angebrachten Instrumente bestimmt. Ausser der obigen wurden auch Schalenanemometer in der Nähe der Aspirationspsychrometer in 1 m Höhe aufgestellt.

Im Jahre 1957 legten wir Schalenanemometer auch im Getreide-dichten Reisbestand an. Diese Beobachtungen bewiesen, dass die Luftströmungen mittlerer Stärke im Pflanzenbestand so abnehmen, dass ihre Geschwindigkeit nicht bewertbar ist.

Es muss bemerkt werden, dass wir die Psychrometer über dem offenen Wasser und im Reisbestand, hauptsächlich um die Störung des Bewässerungswassers zu vermeiden, auf Stegen die zu den Beobachtungsstationen gebaut waren erreichten.

Die Zeitpunkte der Beobachtung an der Klimastation waren die 7, 14, 21 — stunden Terminzeitpunkte. Die Psychrometer auf dem Sodaboden wurden stündlich abgelesen, alle anderen Beobachtungen wurden Tag und Nacht viertelstündig ausgeführt.

Die Darstellungsmethoden

Die in dieser Abhandlung angewandten Darstellungsmethoden sind mit Ausnahme der Bezeichnungen für das Wärme- und Kälteniveau bekannt. Auch diese Darstellungsform ist nur wegen ihres Gegenstandes neu. Bei der Darstellung verbanden wir die stündlich, bzw. viertelstündlich bestimmten Wärme- und Kältepunkte mit sich anschmiegenden Kurven.

Bei der Beschreibung der Temperaturverhältnisse wandten wir die Isoplethmethode an. Die haben wir aus folgenden Gründen gewählt:

1. wir fanden sie zur Bestimmung der Inversionsniveaus am besten geeignet,
2. die Darstellung der Angaben der im Boden, im Wasser und für die Messung der bodennahen Luftschicht angebrachten Thermometer in einem Graphikon von Linien wegen der grossen Anzahl der letzteren wäre nicht übersichtlich gewesen, und schliesslich
3. die Darstellung nach Isoplethen ermöglicht die Darstellung der Angaben der Boden-, Wasser- und Luftthermometer im Gange.

An den Isoplethen haben wir die vollgradigen Kurven gezeichnet, und zwar die geraden mit kontinuierlicher, die ungeraden mit gestrichelter Linie.

Auf der vertikalen Achse des rechtwinkligen Koordinatensystems haben wir die Höhe der Thermometer ihrer Placierung entsprechend im Verhältnis 5 : 1 dargestellt, also entsprechen 2 mm einem jeden cm Höhe sowohl im Boden als auch im Wasser und in der Luft.

Da die Tiefe der Wasserschicht in der Messungsperiode meist 20 cm war und im Boden unter Wasser Thermometer meist auch bis 20 cm Tiefe angebracht wurden, entsprechen auf unseren Arbeitsblättern je 4 cm 20 cm Wasser oder Bodenschicht. Auf der horizontalen Achse findet man die Zeit; 4 cm entsprechen 60 Minuten. So umfassen jede 15 Minuten 1 cm Weite, das ist, auf jeden Millimeter fallen 1,5 Zeitminuten. Wir sind der Meinung, dass man mit der Einführung dieser Koordinaten günstige Proportionen für das Zeichnen der Isoplethen erhält und die Diagramme gut übersichtbar werden. Bei konsequenter Behaltung dieser Proportionen können die Vorgänge an verschiedenen Tagen und auf und in verschiedenen Substraten gut verglichen und bewertet werden.

In unseren Graphikons die die Temperaturgänge darstellen bezeichnen wir wie gewöhnlich, die Temperaturgrade auf der Ordinate und die Zeit auf der Abscissa.

Bei der Darstellung der täglichen Temperaturgänge sieht man ein günstiges Bild in den Graphikons, wo das Verhältnis der Stunde und der Temperatur 1 : 1 ist. Im Laufe der Aufarbeitung unserer Mikroklimauntersuchungen haben wir schon seit mehr als einem Jahrzehnt konsequent das Verhältnis 2 : 1 eingeführt. Das bedeutet, dass eine Stunde Zeitdauer das Zweifache der dargestellten Länge des Grades ist. Die Anwendung dieses Verhältnisses scheint darum günstig zu sein, weil sich die Lufttemperatur in den bodennahen Luftschichten, besonders in den Schichten dicht bei dem Boden in der Periode der Erwärmung oder der Abkühlung sehr rasch verändert; die Temperaturkurven der verschiedenen Niveaus sich besser trennen als bei der Anwendung des Verhältnisses 1 : 1.

In den Liniengraphikons bezeichnen wir nach Bedürfnis, in den Isoplethendiagrammen konsequent, den Grad der Bewölkung, die Richtung und Geschwindigkeit des Windes, den Sonnenschein, die Formen des Makro- und












1	 5/10
 9/10	 5/10
 1/10	 7/10
 2/10	 8/10
 3/10	 9/10
 4/10	 10/10

Abb. 1. Zeichenerklärung.
 1 = Bewölkung. 2 = direkter Sonnenschein. 3 = Sonne von Wolken verhüllt. 4 = durch Wolken kommende Sonnenstrahlung. 5 = Sonnenaufgang. 6 = Sonnenuntergang.

- 2
3
4
5
6

Mikroniederschlags, die Nebelverhältnisse und andere Charakteristik des Wetters.

Die sogenannten Stationskreise placierten wir jede runde Stunde; darin bezeichnen wir den Grad der Bewölkung nach Abb. 1. Die Richtung und Geschwindigkeit des Windes sind in Beaufort-Graden mit Windfahnen bezeichnet. Die anderen Wetterverhältnisse haben wir mit den internationalen meteorologischen Zeichen bezeichnet; nur mit der Bezeichnung der Sonnenstrahlung haben wir eine Abweichung gemacht.

Da Strahlungsmesser uns fehlten haben wir, trotzdem dass der Campbell-Stokessche Sonnenstrahlungsdauermesser funktionierte, im Beobachtungsprotokoll registriert ob die Sonne schien oder von Wolken verhüllt war oder die Strahlen der Sonne durch Wolken kamen. Dabei haben wir für Sonnenschein das Zeichen der Sonne registriert; wenn die Sonne von Wolken verhüllt wurde haben wir das Zeichen der Sonne durchstrichen dabei bezeichnend, dass die Station keine direkte Sonnenstrahlung bekam, und die durch Wolken kommende Sonnenstrahlung haben wir mit einem Punkt in einem Viereck bezeichnet. Diese letztere Bezeichnung wandten wir dann an, wenn die durch Wolken kommende Sonnenstrahlung mindestens blassen Schatten produzierte.

In den Abbildungen verwenden wir systematisch stündlich den Stationskreis und registrieren die entsprechenden Zeichen wie oben erwähnt wurde. Wenn zwischen zwei Stunden eine Wetterveränderung erfolgte, wurde sie auf Grund der viertelstündigen Beobachtungen registriert. So bezeichnen wir konsequent die Veränderungen der Sonnenstrahlung, aber natürlich wenn es in einer Stunde keine Veränderung gab, registrieren wir nichts in der Abbildung. Nehmen wir an, dass es in einer Stunde Sonnenschein gibt, in der folgenden Viertelstunde eine Wolke vor der Sonne steht, vom nächsten Beobachtungszeitpunkt wieder volle Sonnenstrahlung gibt, dann stellen wir das Zeichen der Sonne beim Zeitzeichen der ersten Viertelstunden durchstrichen dar, bei der halbstündigen Beobachtung geben wir wieder das Zeichen der Sonne an, aber in der dritten Viertelstunde setzen wir das Zeichen nicht, weil es dann keine Veränderung gab.

Die 15^m-weise Beobachtung brauchten wir bei der Darstellung der Bewölkung, da falls die Veränderung kontinuierlich war, schien ihre Bezeichnung überflüssig. Z. B. wenn die Bewölkung in einer Stunde 5/10, in der nächsten 10/10 war, erfolgte der Vorgang des Wölkigwerdens immer graduell.

Bei den anderen Elementen haben wir ähnlich verfahren, und darum — denken wir — geben die Wetterzeichen der Abbildungen entsprechende Information.

Wir müssen noch erwähnen, dass wir bei der Isoplethendarstellung sich anschmiegende Kurven anwendeten und diese in der Luft, im Wasser und im darunterliegenden Boden kontinuierlich zeichneten. Hoffentlich haben wir beim Zeichnen dieser letzteren keine grösseren Fehler gemacht. Aber die Isoplethen des Sodabodens haben wir mit der Luft nicht verknüpft, weil wir die Temperaturwerte der Bodenoberfläche nicht bestimmt hatten und darum ihre Darstellung durch kontinuierliche Linien nicht befriedigend gewesen wäre.

Angaben zum Klima von Kópáncs

Es gibt keine Klimastation in K O P Á N C S ; so könnten wir sein Klima nur auf Grund von Angaben anderer Klimastationen beschreiben. Unsere Zielsetzung macht dies nicht notwendig, da sich unsere Mikroklimauntersuchungen hauptsächlich auf den Sommer beschränkten, und die Untersuchungserfolge der kleinen Gewässer in erster Linie auf unsere Messungen von Juli und August 1958 gegründet werden mussten, weil wir dann mit geeigneter Vorbereitung die Beobachtungen schon durchführen konnten und auch das Wetter günstig war. Zwar war die technische Ausrüstung unserer Untersuchungen in 1959, sehr gut, sind unsere Beobachtungsergebnisse infolge des trüben, regnerischen Wetters, das in der Beobachtungsperiode (11. Juli—3. August) herrschte, zur Beurteilung der charakteristischen Verhältnisse von K O P Á N C S nicht geeignet.

Doch wenn wir das Klima von K O P Á N C S kurz charakterisieren wollen, müssen wir einen Blick auf die Klimabezirkseinteilung unseres Landes werfen. Nach der Einteilung von BACSÓ (1959) gehört das Gebiet zum I. Hauptbezirk, der die grosse U N G A R I S C H E T I E F E B E N E umfasst und von Kontinentalität, Launenhaftigkeit und grossen Schwankungen in der Lufttemperatur und in den Niederschlagsverhältnissen charakterisiert wird. Hier sind die täglichen und jährlichen Erwärmungen und Abkühlungen am grössten. Näher reht er unser Gebiet in den Unterbezirk I. c. ein, und dieser Bezirk ist unser Gebiet das „im Sommer am heissesten ist, mit den grössten Maxima, mit den meisten Sommer — und Hitzetagen, mit schon geringer Neigung zur Dürre.“ (BACSÓ 1959/264.)

KAKAS (1960) reiht das Gebiet, dem auch K O P Á N C S gehört, in den warmen, trockenen Bezirk mit heissen Sommern (mehr als 25 Hitzetage) ein.

Tabelle I.

Bewölkung (1—10)

Tage 1958	7 Uhr			14 Uhr			21 Uhr			Mittel		
	Szék- kutas	Ko- páncs	Szeged	Szék- kutas	Ko- páncs	Szeged	Szék- kutas	Ko- páncs	Szeged	Szék- kutas	Ko- páncs	Szeged
11—15 VII.	0,0	0,4	1,0	2,8	4,2	5,0	1,8	1,6	3,6	1,5	2,1	3,3
16—20	1,8	2,0	3,0	2,0	3,0	4,8	2,6	2,2	3,4	2,1	2,4	3,7
21—25	4,8	5,2	5,6	5,6	7,4	8,4	4,4	5,2	6,0	4,9	5,9	6,7
26—31	2,1	3,8	5,4	3,6	3,8	6,8	1,0	1,0	4,6	2,2	2,9	5,6
1—5 VIII.	2,6	3,0	3,4	3,4	4,6	5,4	0,8	0,8	3,4	2,3	2,8	4,1
6—10	4,0	5,0	5,6	3,4	4,8	6,0	3,4	4,4	4,2	3,6	4,7	5,3
11—15	3,6	5,0	6,0	5,0	6,0	5,6	3,6	3,0	3,2	4,1	4,7	4,9
16—20	0,8	2,6	3,8	2,6	4,8	3,4	2,6	2,0	1,6	2,0	3,1	2,9
21—25	2,8	5,8	5,4	3,2	5,8	7,2	2,6	5,2	5,6	2,9	5,6	6,1
11. VII— 25. VIII.	2,3	3,7	4,0	3,2	4,9	5,7	2,3	2,8	3,9	2,6	3,8	4,6

Nach beiden Einteilungen ist dieses Gebiet im Sommer das wärmste im Lande. Das beweisen auch die 50-jährige Durchschnittswerte von mehr als 22°C im Juli. Die Zahl der Sommertage in S Z E G E D ist 88, die der Hitzetage 31, und nach dem 50-jährigen Mittel gibt es auch 4 heisse Tage.

Dieses Gebiet ist auch im Sommer nicht der trockenste Teil des Landes, aber die Niederschlagsmenge (S Z E G E D, Juli 51 mm, August 48 mm) hat sich hauptsächlich wegen der launenhaften Verteilung in mehreren Jahren als ungenügend erwiesen.

Natürlich konnten die Bezirkseinteilungen von BACSÓ oder KAKAS die Ortsklimas nicht in Betracht nehmen. Ihre Zielsetzungen erlaubten auch die Dataillierung nicht. Uns ist es aber nicht indifferent, ob die Reispflanzung von mehreren tausend Jochen ausser der Ausbildung eines Mikroklimas ein eigenartiges Ortsklima schafft oder nicht.

In den Monaten Juni, August 1957, Juli, August 1958 war die Sonnenscheindauer in Szeged um 76, 12, 10 und 50, 26 Stunden mehr, Juli und August 1959 um 35 und 4 Stunden weniger als das 50-jährige Mittel. Zwei Sommer waren also sonniger als die üblichen.

Wenn wir die Angaben von S Z E G E D mit denen von K O P Á N C S vergleichen, können wir feststellen, dass der Unterschied in den entsprechenden Monaten von 1957 nicht einmal 2% übertraf, und in 1958 und 1959 2% erreichte, und zwar gab es 1957 in K O P Á N C S weniger, in den anderen Jahren mehr Sonnenschein. Dieser kleine Unterschied ist nicht bedeutend, also können wir in der Sonnenstrahlungsdauer der zwei Stationen keinen Unterschied machen, besonders wenn wir die Kürze der Beobachtungsperiode in Betracht nehmen.

Um die Bewölkung zu beurteilen haben wir die Angaben von K O P Á N C S mit denen von S Z É K K U T A S und S Z E G E D (Universität) verglichen. K O P Á N C S nimmt mit dem Mittel der Tage zwischen 11. Juli—25. August 1958, 3,8, eine mittlere Stelle zwischen den Werten von S Z É K K U T A S (2,6) und S Z E G E D (4,6) ein. Tabelle I. zeigt, dass auch nach den Durchschnitten der Terminzeitpunkte ist die Lage ähnlich, und wenn wir die Einzelheitsangaben überblicken, sehen wir auch dort, dass in den meisten Fällen ist S Z É K K U T A S am heitersten und S Z E G E D am trübsten. Wir sind der Meinung, dass dies mit dem Ortsklima der Stadt S Z E G E D im Zusammenhang ist, das, wie wir es sehen werden wärmer ist als sein Umgebung und so die Konvektion begünstigt.

Die Bewölkung in K O P Á N C S ist auf Grund der wahren Mittel noch um 0,5 weniger, aber dass beweist, dass die Nacht heiterer ist. Die untenstehende Tabelle (II.) berichtet uns darüber.

Tabelle II.
Die stündlichen Werte der Bewölkung in K O P Á N C S
(11. VII.—25. VIII. 1958.)

Stunde	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
	2,1	2,4	2,6	3,4	3,9	3,8	3,8	3,1	3,2	3,5	3,4	4,0
Stunde	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.
	4,7	4,8	5,0	4,4	4,0	3,7	3,5	3,9	3,4	1,9	2,2	2,0

Aus dieser Tabelle ist es auch ersichtlich, dass der Himmel in den Mittags- und frühen Nachmittagsstunden am meisten bewölkt ist, was mit Cumulusbildung zusammenhängt.

Vermutlich treten die lokalen Wirkungen in den Werten der **Lufttemperatur** auch während dieser verhältnismässig kurzen Beobachtungsperiode auf. Darum haben wir ausser den Werten von SZÉKKUTAS und SZEGED (Universität) auch noch die Beobachtungswerte vom SZEGED (Flugplatz) in die Tabelle gefasst. Auf Grund der Temperaturmaxima, Minima und der Temperaturamplituden (Tabelle III.) zeichnet sich das Stadtklima von

Tabelle III.

Temperatur (°C)

1958. Tage	T Max.				T Min.				T Max.—T Min.			
	Székkutas	Kopáncs	Szeged Flugplatz	Szeged	Székkutas	Kopáncs	Szeged Flugplatz	Szeged	Székkutas	Kopáncs	Szeged Flugplatz	Szeged
11—15 VII.	31,9	32,4	31,9	31,9	16,4	14,1	15,6	19,1	15,5	18,3	16,3	12,
16—20	30,7	31,3	31,1	31,1	15,8	16,3	16,8	18,7	14,9	15,0	14,3	12,8
21—25	28,1	27,2	27,8	27,2	13,9	14,0	14,3	16,5	14,2	13,2	13,5	10,4
26—31	29,7	29,9	30,0	29,3	13,6	13,1	14,6	16,8	16,1	16,8	15,4	12,7
1— 5 VIII.	30,1	30,8	30,2	30,3	16,6	17,9	16,2	18,7	13,5	12,9	14,0	11,
6—10	27,9	27,2	27,6	28,0	13,1	12,9	13,9	15,1	14,8	14,3	13,7	12,6
11—15	29,2	28,7	28,8	28,2	13,6	15,7	15,9	17,1	15,6	13,0	12,9	11,9
16—20	33,3	33,3	32,9	32,8	15,8	16,6	17,4	18,7	17,5	16,7	15,5	14,1
21—25	28,6	29,0	28,5	28,5	15,5	15,1	15,9	17,7	13,1	13,9	12,6	10,1
11. VII—												8
25. VIII.	29,9	30,0	29,8	29,7	14,9	15,0	15,6	17,6	15,0	15,0	14,2	12,

SZEGED (Universität) wohl ab. Es ist überraschend, dass die Mittel der Temperaturmaxima an den vier Klimastationen bloss einen Unterschied von Zehnteln aufzeigen. Ein wesentlicher Unterschied ist bei den Minima zu finden. Die Wärmespeicherung der Gebäudeblöcke der Stadt mässigt die Abkühlung, und die Frühmorgenminima können um mehr als 3° höher sein als die in KOPÁNCs oder SZÉKKUTAS gemessenen, aber auch durchschnittlich um 2° wärmer als die am Flugplatz gemessenen.

Entsprechende Werte finden wir auch in den täglichen Temperaturamplituden. Die sind am kleinsten in der Stadt von SZEGED (12,1) und am grössten in SZÉKKUTAS und KOPÁNCs, 15,0 °C an beiden Orten.

Tabelle IV. ist auf Grund der Beobachtungen zu den Terminzeitpunkten zusammengestellt worden. Sie zeigt, dass die mittlere Temperatur in SZEGED (Stadt) am höchsten, und gerade in KOPÁNCs am niedrigsten ist. Es ist auffallend, dass abends (um 21 Uhr) immer KOPÁNCs am kältesten, SZEGED am wärmsten ist. In SZEGED mässigen die während des Tages erwärmten Gebäudeblöcke die Abkühlung; so ist es verständlich, dass bei die Beobachtungen um der 21 Uhren der Luftraum des Stadt um 2—3°C wärmer ist als der des Flugplatzes ausserhalb des bebauten Gebietes. Auch

Tabelle IV.

Temperatur (°C)

1958. Tage	7 Uhr					14 Uhr					21 Uhr					Mittel			
	Szék- kutas	Ko- páncs	Sze- ged*	Szeged	Szék- kutas	Ko- páncs	Sze- ged*	Szeged	Szék- kutas	Ko- páncs	Sze- ged*	Szeged	Szék- kutas	Ko- páncs	Sze- ged*	Szeged	Szék- kutas	Ko- páncs	Sze- ged*
11—15 VII.	21,2	23,4	22,9	23,0	31,7	30,9	31,0	31,2	24,0	24,0	24,7	27,0	25,4	26,1	26,2	27,0			
16—20	21,9	22,0	22,4	22,7	30,6	30,0	30,4	30,3	22,2	21,8	22,2	25,1	24,9	24,6	24,9	26,1			
21—25	20,2	19,3	19,5	20,0	25,8	24,8	25,2	24,9	20,4	20,0	20,1	21,8	22,1	21,4	21,6	22,2			
26—31	20,0	19,3	19,6	19,6	29,8	28,6	28,5	28,2	22,9	21,9	22,0	24,8	24,0	23,3	23,4	24,3			
1—5 VIII.	20,8	21,4	20,8	21,8	28,6	27,7	28,0	28,0	21,4	21,1	21,7	23,9	23,6	23,4	23,5	24,6			
6—10	17,7	17,8	17,8	18,0	26,5	26,0	25,9	25,6	20,6	19,5	20,2	22,2	21,6	21,1	21,3	21,9			
11—15	17,6	19,0	18,9	19,1	28,1	27,2	27,0	27,0	22,4	20,7	21,3	22,7	22,7	22,3	22,4	22,9			
16—20	21,0	21,3	21,7	22,2	33,2	32,5	32,3	32,0	23,8	22,5	23,7	25,6	26,0	25,4	25,9	26,6			
21—25	18,1	18,8	18,9	19,5	28,0	27,8	27,7	27,3	22,1	21,1	21,5	24,4	22,7	22,6	22,7	23,7			
11. VII—25. VIII.	19,8	20,2	20,3	20,7	29,1	28,4	28,4	28,8	22,2	21,4	21,9	24,0	23,7	23,3	23,5	24,4			

* Flugplatz

bei KOPÁNCs könnte man annehmen, dass in der Abendtemperatur die Wirkung des Überchwemmungswasser sich geltend macht. Das offene Wasser mässigt wirklich die Abkühlung der darüberliegenden Luftschicht, aber, wie wir es sehen werden, erfolgt die Temperatursenkung in der Blätterzone des überschwemmten Reisbestandes zur beinahe gleichen Zeit wie auf der trockenen Sodaerde. So tritt an der Klimastation auf der trockenen Sodaerde die kombinierte Wirkung der beiden auf.

Am Morgen ist — wegen der schon erwähnten Ursachen — die Temperatur gewöhnlich am höchsten in der Stadt und meist am niedrigsten im trockenen SZÉKKUTAS, wo infolge der raschen Erwärmung schon um 14 Uhr die höchsten Temperaturwerte zu beobachten sind. Zu Mittag erwärmt sich nach unserer Tabelle meist der Luftraum der Stadt am wenigsten, was aus dem Charakter des Stadtklimas folgt.

1957 fungierte eine Klimastation längst in KOPÁNCs, so haben wir die Thermographbänder von Juli, August und September dieses Jahres mit denen von SZEGED verglichen. Nach der stundenweisen Auswertung ist das mittlere Minimum in allen drei Monaten an beiden Orten zur gleichen Zeit zu finden und zwar um 4 Uhr im Juli, um 5 Uhr im August und September. In den Zeitpunkten der höchsten stundenweisen Mitteln der Temperatur gibt es schon einen Unterschied, und zwar je eine Stunde. Im Juli in KOPÁNCs sind die Mittel der Messungen um 14 Uhr, in SZEGED um 15 Uhr, im August und September um 15 Uhr bzw. um 16 Uhr am höchsten.

Nach unseren Messungen von 1957 sind die wahren Mittel der Temperatur in SZEGED und KOPÁNCs im Juli 22,8 und 21,5, im August 21,4 und 20,5, im September 17,3 und 16,4°C; also ist Kopáncs immer kühler, und zwar in der Reihenfolge der Monate um 0,7, 0,9 und 0,9 °C. Dies bestätigt die Unterschiede der in Tabelle IV. aufgenommenen Werte.

An Hand der Temperaturwerte können wir feststellen, dass SZEGED ein eigenartiges städtisches Ortsklima hat. KOPÁNCs, gegenüber dem von diesem östlich gelegenen SZÉKKUTAS, weicht nicht in der Temperaturamplitude und nicht in der mittleren Temperatur bedeutend ab, sondern im Tagesgang der Temperatur, namentlich in den Temperaturwerten des Morgens, des Mittags und des Abends. Der Temperaturunterschied im Zusammenhang von KOPÁNCs — SZÉKKUTAS ist 0,4° um 7 Uhr, — 0,7° um 14 Uhr und —0,8° um 21 Uhr.

Wenn wir die relative Luftfeuchtigkeit der vier Klimastationen vergleichen (Tabelle V.), sehen wir, dass nicht nur auf Grund der täglichen Mittelwerte, sondern auch auf Grund der Mittel der Terminbeobachtungen finden wir die höchsten Werte in KOPÁNCs. Am grössten sind die Abweichungen im Vergleich zu SZEGED (Stadt); wesentlich kleiner sind die Unterschiede im Vergleich zu SZÉKKUTAS. Im Mittel von 46 Tagen ist die Luftfeuchtigkeit von KOPÁNCs im Vergleich zu SZÉKKUTAS am Morgen nur um 1, um Mittag um 3, am Abend um 5% höher. Bei den fünftägigen Mitteln (in einem Falle 26—31. Juli, sechstägiges Mittel) finden wir noch grössere Unterschiede. Es ist auffallend, dass sowohl bei den täglichen Mitteln, als auch bei den 21^h Beobachtungswerten die Luftfeuchtigkeit von KOPÁNCs am höchsten ist, aber um 7 Uhr und um 14 Uhr ist die Luft mehrmals am feuchtesten.

Abgesehen von zwei Klimastationen von SZEGED ist die Luftfeuch-

Tabelle V.

Luftfeuchtigkeit (%)

1958. Tage	7 Uhr				14 Uhr				21 Uhr				Mittel			
	Székkutas	Kopáncs	*Szeged	Szeged	Székkutas	Kopáncs	*Szeged	Szeged	Székkutas	Kopáncs	*Szeged	Szeged	Székkutas	Kopáncs	*Szeged	Szeged
VII.																
11—15	73	66	56	55	38	42	35	32	64	74	51	41	58	69	47	43
16—20	69	69	56	52	41	42	33	28	64	74	57	44	58	61	48	42
21—25	71	80	73	68	56	60	50	48	66	68	60	53	64	69	61	57
26—31	72	76	67	64	44	41	36	36	62	66	57	47	59	61	53	49
VIII.																
1—5	72	74	69	62	48	55	47	45	68	72	65	55	63	67	60	54
6—10	84	85	77	75	54	58	47	45	72	75	61	54	70	73	62	58
11—15	86	82	75	71	53	59	51	47	70	76	67	58	70	72	64	59
16—20	79	84	73	70	43	48	36	35	74	76	67	57	65	69	59	54
21—25	87	89	79	72	50	51	43	40	69	79	67	50	69	73	63	54
11. VII—																
25. VIII.	77	78	69	63	47	50	42	39	68	73	61	51	64	67	58	52

* Flugplatz

tigkeit in KOPÁNC S immer grösser, und abgesehen von zwei Pentadewerten auch grösser als in SZÉKKUTAS. Am charakteristischsten ist es, dass nach den Pentadewerten die Luftfeuchtigkeit in KOPÁNC S um 21 Uhr um 4—6, dreimal um 10% höher ist als in SZÉKKUTAS. Auch um 7 Uhr finden wir einen Unterschied von 9% und um 14 Uhr einen Unterschied von 6—7%.

Es ist nicht unser Zweck diese Frage eingehender zu untersuchen, es ist aber zweifellos, dass die Reisfelder in ihrem Bezirk während der untersuchten Periode der Vegetationszeit die relative Luftfeuchtigkeit steigern.

SZEGED ist nach den monatlichen Mitteln der Feuchtigkeit (1901—30) unser Ort mit der geringsten Luftfeuchtigkeit, dagegen wird es in den 30-jährigen Mitteln des Dampfdruckes in Juli nur von DEBRECEN und KESZTHELY im August nur von KESZTHELY übertroffen. (SZEGED 12,5, KESZTHELY 12,7). (KAKAS 1953.) Wir begehen also keinen Fehler, wenn wir unsere in KOPÁNC S gemessenen Angaben vom Gesichtspunkt des Dampfdruckes aus mit denen von SZEGED vergleichen. Nach Tabelle VI. ist der Dampfdruck in KOPÁNC S sowohl in den täglichen als auch in den Terminbeobachtungsmitteln höher als in SZEGED.

Wenn wir wissen, dass es im Tagesgang des Dampfdruckes im Sommer zwei Maxima gibt, von denen das erste in den Vormittagsstunden, das zweite nach Sonnenuntergang eintritt (KAKAS 1953), ist es verständlich, dass die höchsten Werte von den drei Beobachtungszeitpunkten am Abend oder um Mittag zu finden sind.

Der Überschuss an Dampfdruck in KOPÁNC S in der Beobachtungsperiode von 1958 (am Morgen 2,0, um Mittag 3,4, am Abend 2,6, im täglichen Mittel 2,7 mm) ist bedeutend und macht die physischen Verhältnisse der Luftschicht der Reisfelder.

Wir wollten das Klima von KOPÁNC S in diesem Abschnitt nicht beschreiben, weil diese Strebung ohne eine ständige Klimastation auch nicht zum Erfolg geführt hätte. *Wenn wir das Material der kurzen Beobachtungsperiode mit den Angaben anderer Klimastationen vergleichen, sehen wir, dass es*

Tabelle VI.

Dampfdruck (mm)

1958. Tage	7 Uhr		14 Uhr		21 Uhr		Mittel	
	Kopáncs	Szeged	Kopáncs	Szeged	Kopáncs	Szeged	Kopáncs	Szeged
11—15 VII.	14,3	11,5	14,1	10,7	16,5	11,1	14,9	11,1
16—20	13,9	10,9	13,1	9,0	14,3	10,4	13,8	10,1
21—25	13,5	12,0	13,9	10,9	11,8	10,2	13,1	11,0
26—31	12,9	11,4	12,0	10,0	13,3	11,6	12,8	11,0
1—5 VIII.	14,1	12,3	14,3	11,6	13,4	11,9	13,9	11,9
6—10	13,0	11,6	14,0	10,4	12,6	10,5	13,2	10,8
11—15	13,5	11,7	15,8	12,3	13,9	11,8	14,4	12,0
16—20	15,9	13,9	14,4	12,2	14,7	13,6	14,5	13,3
21—25	14,5	12,2	14,4	10,8	14,7	11,3	14,5	11,4
11. VII—25. VIII.	13,9	11,9	14,3	10,9	14,0	11,4	14,1	11,4

einen bedeutenderen Unterschied in denjenigen Klimaelementen gibt, die unter dem direkten Einfluss der Substrats stehen, so zum Beispiel im Tagesgang der Lufttemperatur und in bedeutendem Masse in der relativen Luftfeuchtigkeit und im Dampfdruck. Da das Substrat hier in einem Abschnitt der Vegetationszeit ein mit dünner (20 cm) Wasserschicht bedecktes, mit Pflanzen bewachsenes Feld ist, beschränken sich die Wirkungen dieser Elemente auf einige Monate. So können wir feststellen, dass die überschwemmten Böden, die noch mit dünner Wasserschicht bedeckten Felder, die Reisfelder nicht nur ein eigenartiges Mikroklima bedingen, sondern zeitweilig auch ein Ortsklima ausgestalten.

Die Inversionsschicht des Bodens

Die unter der Wirkung der Sonnenstrahlung sich erwärmende Bodenoberfläche gibt die Wärme teils der mit ihr in Berührung stehenden Luftschicht, teils den tieferen Schichten des Bodens über. Mit dem Abnehmen der absorbierten Strahlungsenergie nimmt auch die Temperatur der Bodenoberfläche ab und gibt der Luft und der Schicht unter dem Boden weniger Wärme. Das Abnehmen der die Bodenoberfläche treffenden Strahlungsenergie verursacht, dass in einer gewissen Periode des Tages nicht die Bodenoberfläche, sondern die darunterliegende Bodenschicht am wärmsten ist. Aus dieser wärmsten Bodenschicht wird die Wärme zum Ersatz der Wärmeverlusts der Bodenoberfläche und gleichzeitig nach den tieferen Bodenschichten niedrigerer Temperatur geleitet. Als ein Ereignis dieser in zwei Richtung gerichteten Wärmeabgabe kühlt sich auch diese Bodenschicht ab, und die Rolle der wärmsten Schicht nimmt die darunterliegende Schicht, dann die nächste darunterliegende Schicht usw., über. Der wärmste Punkt des Bodens, aus dem die Wärme vertikal in zwei Richtungen ausströmt ist der sogenannte *ANDERKÖSCHE Inversionspunkt*.

Diejenigen Punkte der Tautochrons, von denen eine auf die Bodenoberfläche senkrechte Tangente gezogen werden kann, bezeichnen die Punkte wo zu *t* Zeit im Hinblick auf den vertikalen Querschnitt des Bodens Temperaturmaximum oder -minimum ist. Diese Punkte wurden von *ANDERKÖ* Inversionspunkte genannt.

A. ANDERKÖ (1909) wollte die Wärmeleitfähigkeit des Bodens aus der Geschwindigkeit der Abkühlung oder der Erwärmung bestimmen. Er gründete seine Ergebnisse auf die von *G. MARCZELL* durchgeführten Bodentemperaturmessungen in *ÓGYALLA* und untersuchte sie in ihrem jährlichen Gang.

N. BACSÓ (1936), *D. BERÉNYI* (1951), *B. BÉLL* (1951), *L. TAKÁCS* (1953) erwähnen in ihren Werken die Temperaturwendung im Boden ohne die Benennung Bodentemperaturinversion zu gebrauchen. In den umfangreicheren ausländischen Werken finden wir die Behandlung der Bodentemperaturinversion nicht (*KERÁNEN*, 1929, *SCHUBERT*, 1930, *LUNDEGÅRDH*, 1954, *WILENSKI*, 1957). So können wir annehmen, dass die obige Benennung von *ANDERKÖ* in Vergessenheit geraten ist.

KERÁNENS (1929/215) 7. Abbildung stellt, auf Grund der Mittelwerte der Jahre 1891—95 nach *HANN*, die Bodentemperaturisoplethen von den 0—7 m-Schicht des Bodens von *TIFLIS* (*TBILISI*). Die Punkte der Temperaturaturmaxima und -minima sind in dieser Abbildung durch eine

gestrichelte Linie verbunden, aber es gibt keinen Inversionspunkt darin, wie auch auf den täglichen Isoplethen nicht (Seite 210, Abb. 5). Ebenso gibt O. A. DROSDOW (ALISSOW—DROSDOW—RUBINSTEIN, 1965) nur 24-stündige Isoplethen in Abb. 60 und 61 an, wo er nur die Maximum- und Minimumlinien gezeichnet hat.

Unmissverständlich ist dagegen die Abbildung auf Seite 360 des Werke von A. RÉTHLY—N. BACSO (1938). In dieser Abbildung findet man die Werte der viertelstündigen Bodentemperaturmessungen an der experimentellen Station. PÁLFFY-TELEP für Forstkunde in der Sandsteppe von DELIBLÁT (von 13 Uhr bis 21 Uhr am 28. Juli 1915) durch Isoplethen dargestellt. Mit einer Ergebnislinie hat RÉTHLY die Reihe der Inversionspunkte bezeichnet und diese Linie „die Grenzlinie der Ein- und Ausströmung der Wärme“ genannt.

Im Boden gibt es Inversion auch in den Punkten wo die Wärme aus zwei Richtungen kommt. In heiteren Nächten ist die Bodenoberfläche am kältesten; von oben nach unten ist die Temperatur im Boden höher. Nach Sonnenaufgang erwärmt sich die Oberfläche unter der Wirkung der Strahlungsenergie und die darunterliegende Schicht wird die Kälteste. Wärme wird hierher von der Oberfläche und von unten geleitet, es beginnt also die Erwärmung und die kälteste Schicht wird dadurch in die darunterliegende Schicht verschoben. Dieser Vorgang setzt sich fort.

ANDERKÓ behandelte die Wärmeströmung im Boden mit Bezug auf einzelne Jahre, aber wir können die tägliche Temperaturwendung im Boden sinngemäss *Inversion*, *Inversionspunkt* nennen. Wenn man den Tagesgang der Bodeninversion untersucht, muss man nach unserer Meinung auch in der Benennung zweierlei Inversion unterscheiden, und zwar *den Punkt des Bodens von dem die Wärme vertikal in zwei Richtungen strömt, also den verhältnismässig wärmsten Punkt kann man Wärmepunkt*, und *den Punkt wohin die Wärme hingeleitet wird, also den verhältnismässig kältesten Punkt Kältepunkt* nennen. Da aber diese Punkte prinzipiell Charakteristik der einzelnen Schichten des Bodens sind, *nennen wir den Divergenzpunkt vom Gesichtspunkt der Wärmeströmung Wärmeschicht und den Konvergenzpunkt Kälteschicht*.

Nach alldem scheint es natürlich zu sein, dass sowohl die *Wärmeschicht* als auch die *Kälteschicht* täglichen Gang haben. Die Tagesgänge werden vom Wetter, bzw. von den Wetterelementen vorallem der Sonnenstrahlung, der Bewölkung und der Niederschlagsmenge gestaltet. Unter gleichen Wetterverhältnissen sind die Tagesgänge der Wärme- und der Kälteschicht *in verschiedenen Böden unterschiedlich*. Wir denken, dass wenn man den Tagesgang der Wärme- und der Kälteschicht in Bezug auf verschiedene Böden bestimmt hat, kann man ein wichtiges Charakteristikum der Böden erkennen.

Der Tagesgang der Bodentemperatur kann in unserem Lande bis 60—70 cm beobachtet werden. In tieferen Schichten treten die an einzelnen Tagen beobachtbaren Wärmeeffekte so sehr reduziert und mit so grosser Verspätung auf, dass sie vom Gesichtspunkt des Tagesganges nicht bewertbar sind. Die Wärme- und die Kälteschicht sinken im Laufe ihres Tagesganges bei heiterem Wetter von der Oberfläche hinab, aber die Schicht wo die tägliche Schwankung der Temperatur $0,1^{\circ}$ oder weniger ist erreichen sie nicht. Diese oberste Schicht des Bodens die mit den tiefsten Punkten der Wärme- und der Kälteschicht bestimmbar ist, kann *die abwechslungsreichste Schicht, die Inversionsschicht des Bodens genannt werden*.

Die Inversionsschicht des Bodens ist die Zone der wechselnden Wärmeströmungen, die in der Gestaltung des Bodens, in ihren biologischen Wirkungen und natürlich in ihren mikroklimatologischen Beziehungen die aktivste Rolle spielt und in vielen Fällen determinierend wirkt.

Die Bestimmung der Wärme- und der Kälteschicht kann durch Zeichnen der täglichen Tautochrone geschehen, aber am besten kann die Isoplethendarstellung der Bodentemperatur gebraucht werden. Mit der Bodentemperatur können die Wärme- und die Kälteschicht verhältnismässig leicht bestimmt werden, innerhalb der Isoplethen muss man aber bei der Bestimmung der Divergenz- und Konvergenzpunkte der stündlichen Bodentemperaturwerte besondere Achtung geben.

Ein schweres Problem war die Bestimmung der Temperaturkonvergenz und -divergenzpunkte in der 0—2 cm-Bodenschicht. Das haben wir mit Extrapolierung gemacht. Meistens konnten wir die 0,5 cm tief gesuchten Punkte schon bestimmen. Von diesem Gesichtspunkte aus war die Aufgabe viel einfacher bei den Unterwasserböden sowohl unter dem Bewässerungswasser des Reises als auch unter dem freien Wasser, da wir beim Kontakt des Wassers und des Bodens die Temperatur recht oft, gewöhnlich jede 15 Minuten messen.

In den Temperaturisoplethendarstellung der trockenen Sodaerde, des Bewässerungswassers des Reises und des darunterliegenden Bodens haben wir die Wärme- und die Kälteschicht nicht dargestellt, weil ihre Zeichnung in der schwarz- und — weissen Darstellung störend gewesen wäre. Besonders im Sodaboden sind die vertikalen Temperaturgradienten so gross und das Liniensystem der Isoplethen so dicht, dass die Einzeichnung der *Schichten* die Übersicht erschweren würde. In einigen Abbildungen haben wir die Wärme- und Kälteschichten gezeichnet, die dort gut anzunehmen sind.

Die Bodenoberfläche kühlt sich bis Sonnenaufgang ab. Nach Sonnenaufgang ist wegen der Erwärmung der Oberfläche die unmittelbar darunterliegende Schicht die verhältnismässig kälteste, vom Gesichtspunkt der Wärmeströmung Konvergenzschicht. Unter dem Einfluss des Wetters *kann eine Inversionsschicht unter der Oberfläche vorübergehende auch in kürzerer Periode erscheinen*, meist aber bildet sich die Wärmeschicht nach dem Temperaturmaximum das an der Bodenoberfläche eintritt, und die *Kälteschicht* nach dem Minimum aus.

Die Dicke der Inversionsschicht der Böden hängt von der Wärmekapazität und der Wärmeleitfähigkeit ab. Die Lebensdauer der Wärme- und Kälteschichten wird von der veränderlichen Dauer der Tage und Nächte bestimmt. Im Falle gleichartiger Böden hängen also die Entstehung und das Verschwinden der Wärme- und Kälteschichten von der geographischen Breite ab. Der Tagesgang der Inversionsschichten **in den niedrigen geographischen Breiten** kann das ganze Jahr hindurch, am besten mit sich selbst verglichen werden; er wiederholt sich. **In den hohen geographischen Breiten** verwischen sie sich in den Winter- und Sommersrhythmen; sie treten nur im Frühling und im Herbst (als die Tage und Nächte sich verändern) wieder auf. Die winterliche Strömung der Wärme von unten nach oben kehrt sich **im Frühling** in eine Strömung von oben nach unten allmählich, und **im Herbst** kann ein entgegengesetzter Vorgang beobachtet werden.

In den ständig gefrorenen Bodenzonen der arktischen und subarktischen Regionen kann man im sommerlichen Halbjahr auf Divergenzschichten rechnen.

Es wäre wichtig die jährlichen Charakteristik, *den jährlichen Gang der täglichen Inversionsschichten des Bodens* kennenzulernen. Unsere Untersuchungen in K O P Á N C S geben keine Gelegenheit dazu, da wir Messungen jedesmal nur in der Vegetationsperiode durchführen konnten. In unserem Lande steht uns auch keine andere Bodentemperaturbeobachtungsreihe zur Verfügung, die stündliche Angaben aus jeder Jahreszeit enthalten würde. Wir haben auch keine stündlichen Bodentemperaturangaben für mindestens jede Jahreszeit von anderen Gebieten der gemässigten Zone. Darum haben wir, obwohl das Klima des Gebietes von dem unseres Landes sehr verschieden ist, die Angaben von G. KUNKEL aufgearbeitet. KUNKEL hat meteorologische und mikroklimatologische Beobachtungen in V A L D I V I A in S Ü D C H I L E ($\varphi = 39^{\circ}48'S$, $\lambda = 73^{\circ}14'W$, Höhe 5 m) angestellt. Er hat seine Ergebnisse 1959 unter dem Titel „*Meteorologisch-mikroklimatologische Beobachtungen in Valdivia (Südchile)*“ mitgeteilt. Er hat seine Beobachtungen vom 1. Mai 1957 bis den 30. April 1958 fortgesetzt. Ein besonderes Interesse für uns hat in der gründlichen Abhandlung, dass aus der 12-monatigen Beobachtungsperiode die stündlichen (manchmal halbstündlichen) Angaben einzelner Tage, oder besser gesagt einzelner 24-stündigen Perioden angegeben sind von denen wir die Temperaturwerte des nackten Bodens in 1, 5, 10, 20, 30 und 50 cm benützt. Aus diesem Angabenmaterial haben wir Bodentemperaturisoplethen konstruiert und auf Grund der Angaben von KUNKEL den Grad der Bewölkung, die Richtung und Stärke des Windes und das Zeichen des Sonnenscheins bezeichnet. Es muss bemerkt werden, dass diese 24-stündigen Perioden niederschlagsfrei und meist heiter waren.

Es ist charakteristisch für das Klima von V A L D I V I A, dass die mittlere Temperatur im Juli $7,4^{\circ}C$, im Januar $16,9^{\circ}C$, die jährliche Niederschlagsmenge 2705 mm ist.

Im Laufe der einjährigen Beobachtung fiel 2340 mm Niederschlag, die grösste Menge; 481 mm, im August, die geringste, $24,2$ mm im Februar; $81,6\%$ der Niederschlagsmenge fiel im winterlichen, $18,4\%$ im sommerlichen Halbjahr. Die mittlere Temperatur der 12 Monate war $11,3^{\circ}C$; die mittlere Temperatur im Januar war $16,3^{\circ}C$, im Juli $6,1^{\circ}C$. Das absolute Temperaturmaximum war $32,4^{\circ}C$ (März), des Minimum $-4,9^{\circ}C$ (Juli).

Diese wenigen Angaben scheinen genügend zu sein zur Beurteilung, dass man die Angaben von V A L D I V I A mit der Bodentemperatur in K O P Á N C S nicht vergleichen kann. Aus der Verschiedenheit der geographischen Breite folgen die Unterschiedlichkeit der Jahreszeiten, der Unterschied in der Mittagshöhe der Sonne und in der Dauer der Tage und Nächte.

Bei den Isoplethendarstellungen, die wir auf Grund der Beobachtungen in V A L D I V I A gemacht haben, bemühten wir uns dass die Zeichnungen der Inversionsschichten trotz der kleineren Ausmasse gut hervortreten sollen. Darum haben wir die Werte der Bodentemperatur in 1 cm auf dem ursprünglichen Arbeitsblatt dargestellt und die Isoplethen demgemäss konstruiert, aber in den hier gegebenen kleinen Abbildungen würden wir ein so dichtes Linienbündel haben, dass es eine Übersicht unmöglich machen würde. (Abb. 2., 3., 4.)

Dieser ursprünglichen Zeichnung entsprechend stellen wir die Wärmeschicht mit einer Ereignislinie und die Kälteschicht mit einer gestrichelten Linie dar, aber in der Nähe der Bodenoberfläche haben wir von der Einzeichnung der Isoplethen abgesehen. Darum scheint es notwendig, die höchsten

(T_M) und die niedrigsten Temperaturwerte zahlenmässig mitzuteilen. Da G. KUNKEL in seinen Tabellen die Werte von Abend bis Morgen mitteilt, stellen wir ausser dem höchsten Wert zwei niedrigste Temperaturwerte mit den Zeichen T_1 und T_2 dar. Wir geben die Zeitpunkte des Eintretens von T_1 , T_2 und T_M an. Der Zeitpunkt bei T_1 bezieht sich auf den ersten Tag der Tabelle, der bei T_2 auf den zweiten Tag. (Tabelle VII.)

Auf Grund der Bodentemperaturisoplethen von CHILE kann man feststellen, dass vom Herbst (April) bis Spätwinter (August) die Wärmeströmung im Boden von unten nach oben gerichtet ist, also ist der vertikale

Tabelle VII. Die Extremwerte der Bodentemperatur ($^{\circ}\text{C}$) in 1 cm

VALDIVIA

Tag	T_1		TM		T_2	
	$^{\circ}\text{C}$	Uhr	$^{\circ}\text{C}$	Uhr	$^{\circ}\text{C}$	Uhr
1957. 31. V— 1. VI.	1,1	7	13,7	14	0,8	7., 8
26—27. VI.	1,0	7., 8	13,6	14	0,9	4., 5., 6
17—18. VII.	0,7	8	13,1	15	0,5	7., 8
30—31. VIII.	0,6	8	20,1	14	0,6	7
6— 7. IX.	4,4	8	20,0	13	0,4	5
29—30. X.	1,9	6	26,5	12., 15	3,5	6
22—23. XI.	6,1	6	31,9	14	8,8	5., 6
18—19. XII.	6,1	5	31,4	14	10,9	2
1958. 8— 9. I.	6,4	6	32,9	14	9,9	4
4— 5. II.	6,1	6	39,1	14 ^h 30 ^m	7,8	6
17—18. III.	6,2	7	43,5	14	5,5	7
5— 6. IV.	0,1	8	30,0	13 ^h 30 ^m	8,1	8

Tabelle VIII. Die monatlichen mittleren Werte der Bodentemperatur in $^{\circ}\text{C}$

VALDIVIA

Monat	1 cm	5 cm	10 cm	20 cm	30 cm	50 cm
1957. Mai	11,2	11,1	11,0	11,5	11,7	12,3
Juni	7,9	7,6	7,7	8,3	8,6	9,6
Juli	7,0	6,5	6,6	7,0	7,2	8,0
August	8,4	8,3	8,1	8,0	8,1	8,2
September	10,5	10,8	10,4	10,2	10,3	10,2
Oktober	13,2	12,5	12,1	12,0	12,2	12,1
November	17,9	16,4	15,6	15,3	15,3	14,8
December	18,8	17,7	17,0	16,7	16,6	16,1
1958. Januar	20,2	18,7	18,1	17,9	17,9	17,4
Februar	20,4	19,2	18,7	18,3	18,3	17,9
März	19,2	18,6	18,2	18,2	18,4	18,2
April	11,8	12,1	12,0	12,3	12,8	13,3
Durchschnitt der 12 Monate	13,9	13,3	13,0	13,0	13,1	13,2

Temperaturgradient positiv. Unter der Wirkung der täglichen Erwärmung von 7 und 8^h bis 14—15^h kommt infolge des negativen Temperaturgradienten eine Kälteschicht zustande.

Die monatlichen Temperaturmittelwerte von VALDIVIA haben wir in Tabelle VIII. zusammengefasst. Es erhellt daraus, dass die Bodentemperatur im Juli am kältesten und im Februar am wärmsten ist. Infolge der ausgeglicheneren Temperaturverhältnisse von VALDIVIA sind diese Werte im Vergleich mit denen von SZEGED um 4—2° kälter und um 7—4° wärmer als die kältesten Werte. Von der Tabelle kann man ablesen, dass die Wärmeströmung in November, Dezember, Januar und Februar von der Bodenoberfläche nach unten, in den Wintermonaten (Mai, Juni, Juli) von unten nach oben gerichtet ist. In August September, Oktober und März befindet sich wahrscheinlich eine Konvergenzschicht in der Nähe von 20 cm Tiefe; in April, Mai und sogar in Juni und Juli kann man Konvergenzpunkte in der Nähe der 10 und 5 cm-Schichten annehmen. Diese Inversionspunkte

VALDIVIA (CHILE), 1957.

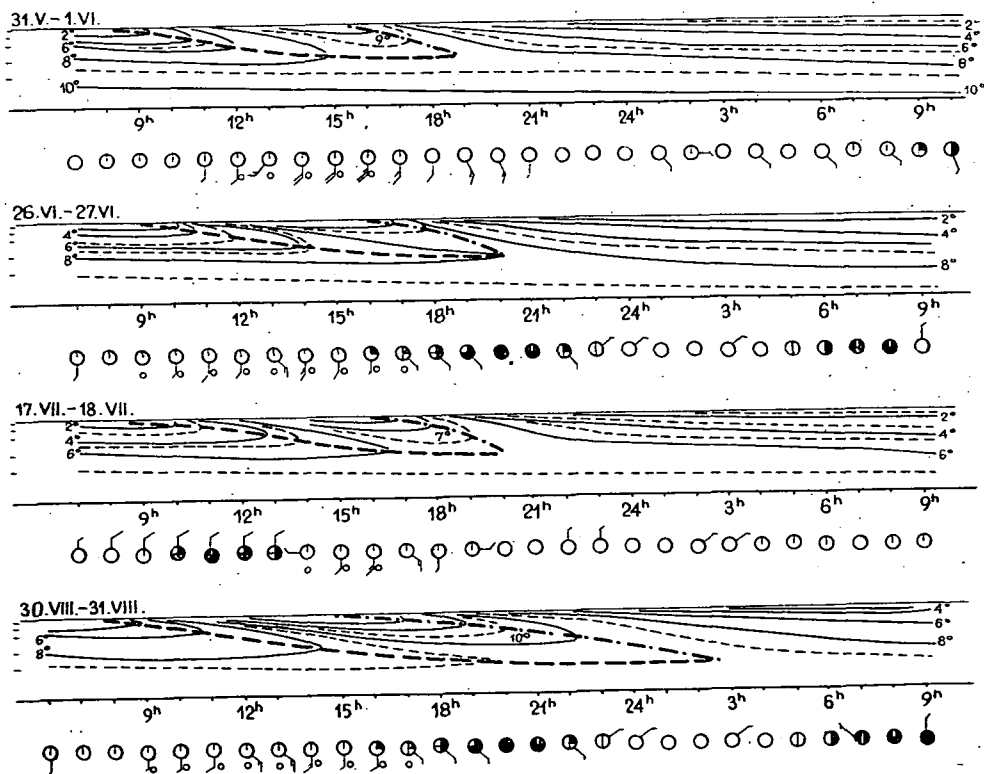
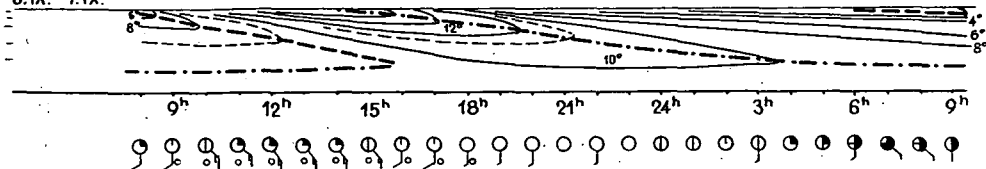


Abb. 2. Bodentemperaturisoplethen. Valdivia (Chile) 1957.

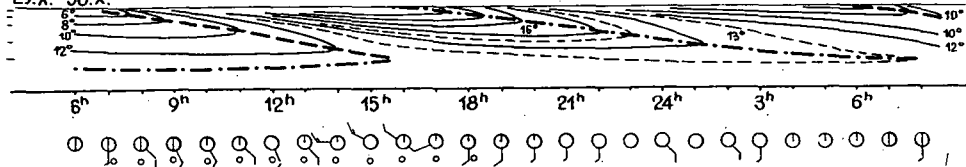
Die strichpunktete Linie stellt die Lage der Wärmeschicht, die gestrichelte Linie die Lage der Kälteschicht dar.

VALDIVIA (CHILE), 1957.

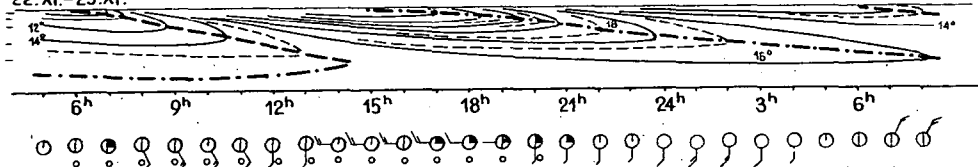
6. IX. - 7. IX.



29. X. - 30. X.



22. XI. - 23. XI.



18. XII. - 19. XII.

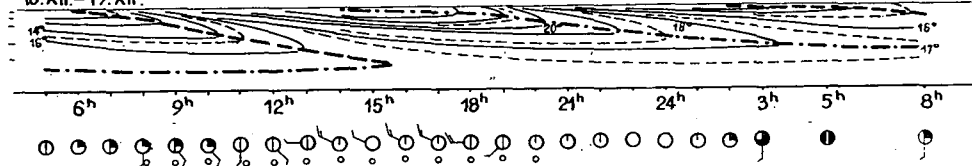


Abb. 3. Bodentemperaturisoplethen. Valdivia (Chile) 1957.

Für Erklärung siehe Abb. 2.

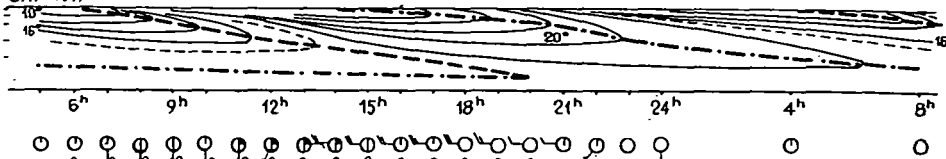
können aber nicht als jährliche Wärmewendungspunkte behandelt werden, sondern eben als die mittlere Schicht der täglichen Inversionen.

Die winterlichen Bodentemperaturisoplethen (April, Mai, Juni, Juli, August) bestätigen, dass die Werte der täglichen Isothermen von unten nach oben abnehmen. Die Fast-Parallelheit dieser Linien wird nur von der täglichen Erwärmung gestört. Schon im April beginnt die Wärmeströmung in einer Richtung sich auszubilden, und nach Mitternacht bis Morgen gibt es keine Inversion im Boden.

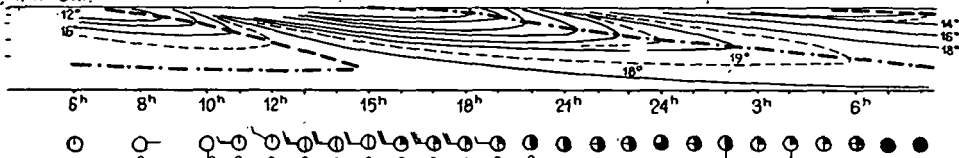
Im Mai, Juni, Juli 1957 entstanden verhältnismässig kurzdauernde Kälte- und Wärmeschichten. Die Kälteschicht dringt bis 22,2, 23,5 und 24,3 cm hinunter und und erreicht die Wärmeschicht in dieser Tiefe. Danach kann (um 19—20^h) Wärmeströmung in einer Richtung nach der Bodenoberfläche hin beobachtet werden. Also ist die Wärmeströmung in diesen Monaten für eine kurze Zeit in zwei Richtung gerichtet; darunter (unter 22—24 cm) wird der tägliche Temperaturgang ausgeglichen. Hier macht sich die Wirkung der Mittagsstellung der Sonne — auch wenn man die Phasenverschiebung zugrunde

VALDIVIA (CHILE), 1958.

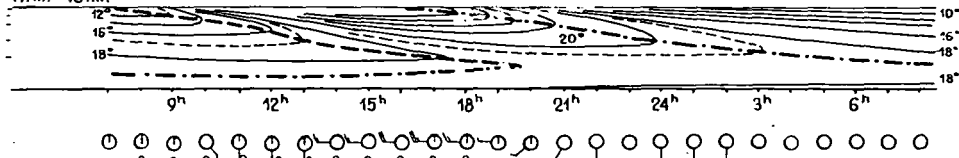
8. I. - 9. I.



4. II. - 5. II.



17. III. - 18. III.



5. IV. - 6. IV.

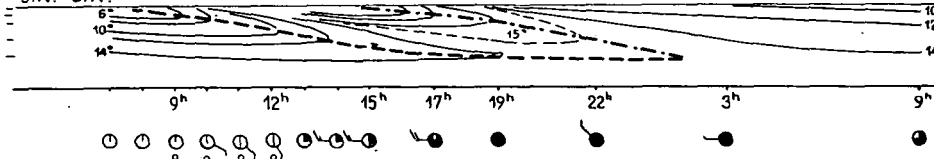


Abb. 4. Bodentemperaturisoplethen. Valdivia (Chile) 1958.

Für Erklärung siehe Abb. 3.

legt — nur mit 0,1—0,2° geltend; der Boden kühlt sich im Laufe des Tages gleichmässig ab.

Die Isoplethendarstellung vom 30—31. August zeigt schon mehr als 19 Stunden dauernde Konvergenz- und beinahe 13 stündige Divergenzlinie auf. Nur nach 3 Uhr gibt es Wärmeströmung in einer Richtung im Boden. Die Dicke der Inversionsschicht ist 31 cm.

In den erörterten Monaten bedeuteten die Bestimmung und Bezeichnung der Inversionsschichten kein besonderes Problem, weil ihre Senkungstiefe gering war und die 24 stündige Periode nicht ausfüllte. Das sind zugleich die gemeinsamen Züge der Wintermonate. Es muss noch betont werden, dass es immer eine Periode des Tages gab wo die Wärmeströmung nur in einer Richtung statt fand; diese Periode war in der Mitte des Winters länger als 12 Stunden, im April und besonders im August kürzer. (Das Graphikon repräsentiert die letzten Tage des August.)

Die Wintersverhältnisse auf unsere Heimat übertragend kann man feststellen, dass wegen des kontinentalen Charakters unseres Klimas, des Einflusses der Schneedecke, der kürzeren Tage und der um mehr als 13° niedriger Mittagshöhe der Sonne ist die Dicke der Inversionsschicht (natürlich vom Boden

abhängig) viel geringer. Wenn man die 5-tägigen Mittelwerte der Bodentemperaturen in B U D A P E S T (1911—1950) in Betracht nimmt (TAKÁCS 1953), scheint es wahrscheinlich zu sein, dass die Inversionsschicht des Bodens in unserem Lande im Winter nicht einmal 10 cm erreicht; Ende Februar wird sie dicker.

Es entstanden aber Schwierigkeiten in der Bestimmung der Bodentemperaturisoplethen, hauptsächlich aber der Inversionsschichten in den anderen Monaten in C H I L E. Einerseits fehlen die Temperaturwerte der Bodenschicht zwischen 30 und 50 cm, andererseits umfassten die stündlichen Beobachtungen nur einzelne Tage. Nach den täglichen beginnenden und schliessenden Angaben gibt es keine Möglichkeit der weiteren Linienführung. Diese Mängel können bei der Zeichnung der Isoplethen mit entsprechender Umsicht überbrückt werden, bei der Bestimmung der Kälte- und Wärmeschichten aber sind wir auf Folgerung angewiesen.

Von September bis März dauert die Wärmeschicht — nach den Diagrammen — vom Zeitpunkt ihres Erscheinens (zwischen 13—15^h) bis Mitternacht und wahrscheinlich auch weiter. Im Diagramm von September konnte die Wärmeschicht auf Grund der mitgeteilten Angaben bis 5^h des Frühlorgens gefolgt werden, in den anderen Diagrammen bis zum Ende des Diagramms, also bis 8^h. Diese setzen sich aber wahrscheinlich fort (in den Diagrammen haben wir sie auch gezeichnet), bis sie die Kälteschicht treffen.

Es ist auch auffallend im sommerlichen Halbjahr (März ausgenommen), dass man innerhalb der 24 Stunden der Diagramme je zwei Konvergenzlinien erkennen kann. Die Notwendigkeit dessen kann sehr leicht verstanden werden, wenn man die Verkürzung der Nächte in Betracht nimmt. An Schönwettertagen treten die Temperaturminima der Bodenoberfläche in der heissen und der gemässigten Zone um Sonnenaufgang ein; so ist die Periode vor der Mittagsstellung länger im Sommer als im Winter und an der Erdoberfläche hängt dies von der geographischen Breite ab. Die Dauer der Wärmeschicht wird vom späten Sonnenuntergang begünstigt, da nach dem Zeitpunkt des Temperaturmaximums der Erdoberfläche der vertikale Temperaturgradient in der Nähe der Bodenoberfläche gering ist und so sinkt die Divergenzlinie allmählich im Boden.

Zwar wurde die Temperatur der Bodenschicht zwischen 30 und 50 cm nicht gemessen, muss man annehmen, dass es eine Divergenzlinie zwischen den zwei Schichten (30 cm und 50 cm) gibt, d. h. die Wärmeströmung zwischen den 30 cm-bzw. 50 cm-Schichten am Vormittag (bis ungefähr 15—16 Uhr) nicht nur in einer Richtung geht. Die genau bestimmte Wärmeschicht (a) dringt natürlich weniger tief hinunter als der angenommene (b), aber als real betrachtbare gerechnete Wert.

Hier geben wir diese auf die einzelnen Tage bezogenen zwei Angaben der Wärmeschicht an.

	a.	b.
6— 7. September	33,5 cm	41 cm
29—30. Oktober	32,2	40
22—23. November	31,6	35
18—19. Dezember	28,4	32
8— 9. Januar	32,2	38
4— 5. Februar	35,1	37
17—18. März	35,4	38

So scheint die Inversionsschicht zu bestätigen, dass ihre Dicke im Früh- und Spätsommer am grössten und in der Mitte des Sommers dünner wird. Das kann man aber nicht als gesetzmässig betrachten, da G. KUNKEL die aus den einzelnen Monaten gewählten Tage womöglich aus niederschlagsfreien, heiteren 24stündigen Perioden genommen hat. Dagegen hatte er keine grosse Wahl an heiteren Tagen (0—1,7). Aus den 39 heiteren Tagen im ganzen Jahr gab es nur je 2 im September, November und Dezember, 3 im Februar, 4 im Oktober; die meisten waren 11 im März und 8 im Januar.

Wir sind aber der Meinung, dass wir aus der Lage der Inversionsschichten, die wir auf Grund der Angaben von V A L D I V I A gezeichnet haben, und aus ihren jährlichen Veränderungen die wichtigsten Folgerungen bekannt gemacht haben. Wir müssen noch feststellen, dass es *im Sommer* in der täglichen Inversionsschicht des Bodens *an Schönwettertagen in einer Richtung gehende Wärmeströmung nur eine kurze Zeit lang vor dem Eintritt des Temperaturmaximums der Bodenoberfläche, oder gar nicht gibt*. Nach Sonnenaufgang findet man gewöhnlich eine Kälteschicht nahe der Oberfläche und tiefer eine Wärmeschicht, also *gibt es in der oberen Schicht des Bodens mehrere Stunden lang zweifache Inversion*.

Die Folgerung ist daher einfach (wenn man von den ein- und ausstrahlungshemmenden Faktoren absieht), dass in den geographischen Breiten, wo die scheinbare Bahn der Sonne auf den Horizont vertikal oder fast — vertikal ist, also innerhalb der Wendekreise die verhältnismässig rasche tägliche Veränderung der Sonnenhöhe bewirkt, dass die Kälteschicht rasch sinkt und wenn sie die Wärmeschicht erreicht, die Wärmeströmung nach unten in den inver-

Tabelle IX. Die Lage der Wärmeschicht in cm nach der Bewölkung

Uhr	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Bewölkung												
0,0—10,0	20,35	21,01	21,43	21,80	21,94	21,98	22,05	21,97	21,72	21,27	20,36	19,30
0,0— 2,4	20,35	21,05	21,50	21,77	22,00	22,01	22,10	21,92	21,48	20,93	20,69	
2,5— 4,4	20,18	20,79	21,31	21,56	21,64	21,75	21,64	21,62	21,35	20,45	21,16	
4,5— 6,4	20,54	21,11	21,47	22,11	22,25	22,27	22,40	22,43	22,47	22,31	19,29	

Uhr	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.
Bewölkung												
0,0—10,0		0,66	1,09	2,22	3,95	6,54	10,37	14,00	16,16	17,42	18,59	19,55
0,0— 2,4		0,56	0,98	1,68	2,52	4,77	8,71	12,53	15,01	16,32	17,56	18,73
2,5— 4,4		0,60	1,14	2,10	3,93	6,64	10,62	14,10	16,37	17,85	18,87	19,77
4,5— 6,4		0,70	0,95	2,78	4,95	8,75	12,78	15,69	17,33	18,36	19,44	20,30

Tabelle X. Die Lage der Kälteschicht in cm nach der Bewölkung (0—10)
Kopáncs VII. und VIII. 1958 im Sodaboden

Uhr	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Bewölkung												
0,0—10,0				0,67	1,29	2,33	4,09	6,35	9,11	11,97	13,53	13,83
0,0— 2,4				0,69	1,44	2,67	4,52	7,11	10,27	13,55	16,40	
2,5— 4,4				0,65	1,18	2,12	4,12	6,47	9,66	13,50	16,00	
4,5— 6,4				0,66	1,15	2,11	3,55	5,35	7,07	9,57	12,02	13,66

sionsfreien Boden beginnt. Die Wärmeschicht im erwärmten Boden sinkt wahrscheinlich mit geringer Intensität bis die Vormittagsstunden des folgenden Tages.

In den hohen geographischen Breiten an den Tage und Wochen langen dauernden Tagen muss man mit sehr langsamem Sinken der Kälteschicht rechnen. Dagegen kann die Divergenzschicht in den darauffolgenden Nächten in rascherem Tempo sinken und mündet wahrscheinlich in die stets gefrorene Bodenschicht.

Wir wollen hier die wichtigsten Charakterzüge der **Inversionsschicht des Bodens von KOPÁNC S** auf Grund der Mittel beschreiben. Darum haben wir Tabellen zusammengestellt, die die stündliche Lage der Wärme- und Kälteschichten in cm und die Geschwindigkeit des Sinkens der Wärme- und Kälteschichten in cm/Stunde angibt. Diese Angaben haben wir auch

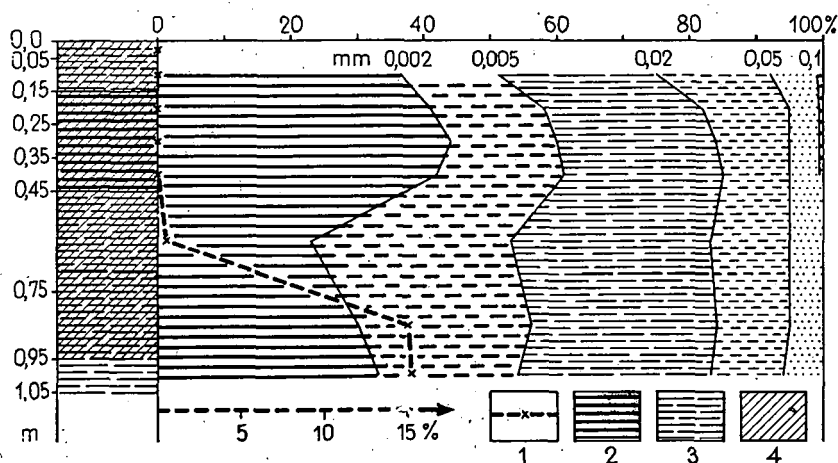


Abb. 5. Querschnitt des Sodabodens von Kopáncs

1 = Der in HCL lösbarer Teil des Bodens in %, 2 = Lehm, 3 = Lehmiger Schlamm, 4 = Humusschichten, Körnchengrösse in mm und %

nach Bewölkung aufgearbeitet, und zwar nach der Zerlegung bei der Amplitude der Bodentemperatur (S. Tabelle XIX.) angewandt worden ist. Nur die letzte Kategorie (6,5—10,0) haben wir weggelassen.

Es gelang uns die Lage der Wärmeschicht im Sodaboden durch Extrapolierung schon dann zu bestimmen, als sie sich in 0,5 cm im Boden befand. Es gab auch Fälle in denen wir die Lage der Wärmeschicht schon 25 mm unter der Bodenoberfläche bestimmen und meist von 14—15 Uhr beobachten konnten. Die Kälteschicht erschien nach Sonnenaufgang. Ihre Lage im Boden war meist schon um 4 und 5 Uhr bestimmbar. Die vereinigte sich meist mit der Wärmeschicht nach 10—11 Uhr; dann verschwanden beide Schichten und Wärmeströmung in einer Richtung setzte ein. *An Sommertagen kann man auf das Vorhandensein einer Konvergenzlinie nur am Vormittag rechnen.* Zwischen 12 und 13 Uhr verschwand sie jedesmal (am 18., 23., 24., 28. Juli und 15. August) an überwiegend trüben Tagen. Bei trübem Wetter (am 13. August) konnte sie bis 17^h beobachtet werden. Leider waren unsere Beobachtungen am 4. August unvollständig und so konnten ihr nicht folgen, an dem von 7^h des Morgens trüben regnerischen Tag des 8. August konnte die Kälteschicht nicht nachgewiesen werden und die Bodenoberfläche am kältesten war. Die Wärmeströmung ging in diesem Fall aus dieser Divergenzschicht in 21—22 cm aus.

Die Lebensdauer der Wärmeschichten ist wesentlich länger. Ihre Lebensdauer kann man auf 20—21 Stunden schätzen; sie kann gewöhnlich von 14^h bis 10—11^h des folgenden Tages beobachtet werden. Ausnahmsweise kommt es vor, dass die Wärmeschicht 24 Stunden oder länger dauert. So war ihre Lebensdauer am 23—24. Juli 26 Stunden; am 3—4. August 24 Stunden; am 12—13. August 28 Stunden; am 7—9. August 45 Stunden. In diesen Fällen aber war das Wetter immer überwiegend oder gar ganz trüb mit Regen. Im wesentlichen blieb in diesen Fällen die Ausbildung der Kälteschicht weg, oder die neuere Divergenzlinie war unentwickelt. Wieder infolge der die einstrahlungsvermindernden Wirkung der Bewölkung entstand die Wärmeschicht früher als gewöhnlich am 18., 23. Juli und am 22. August. Weder diese wenigen Angaben, noch länger als Mittag dauernden Wärmeschichten (4 Fälle) haben wir bei der Berechnung der Mittel in Betracht genommen.

Die Wärmeschicht im Sodaboden sank durchschnittlich bis zu 22 cm (Tabelle XIII.). Im Laufe der Beobachtungen erreichte sie immer 20 cm Tiefe. Sie sank tiefest am 9. August (24,75) cm, am 14. (24,50), am 18. und 26. Juli (24,00). Den 26. Juli ausgenommen war das Wetter trüb an all diesen Tagen. Nach der Zerlegung der Lage der Wärmeschicht an Hand der Bewölkung (Tabelle IX.) befindet sich die Divergenzschicht am tiefsten bei überwiegend trübem Wetter (Bewölkung 4,5—6,4). Das erhellt sowohl aus den Stunden vor Mitternacht als auch aus den Stunden nach Mitternacht. Nach Mitternacht gibt es keine solche Absonderung in den drei Bewölkungskategorien wie am Nachmittag. An heiteren Tagen sinkt die Wärmeschicht langsamer als bei trübem Wetter. Von 16^h ab gibt es schon Unterschiede von ungefähr ein Halb cm nach dem Grad der Bewölkung. Am grössten sind die Differenzen zwischen den Wärmeschichten bei verschiedener Bewölkung zwischen 18 und 19 Uhr, wenn die Divergenzschichten an den trüberen Tagen im Vergleich zu denen der heiteren Tage um beinahe 2 cm, dann um weitere 2,1 cm tiefer liegen.

Wenn man die Senkungsgeschwindigkeit der Inversionsschichten in

cm/Stunde ausdrückt (Tabelle XI.), tritt der Charakter der Periode vor Sonnenuntergang noch prägnanter hervor. Bei heiterem Wetter zwischen 18—20 Uhr findet man die Werte 3,9—3,8, dann 2,5 cm/St. Bei einer Bewölkung von 2,5—4,4 ist die Senkung schon von 17 Uhr ab intensiver (2,7) und zwischen

Tabelle XI.

Die Senkung der Wärmeschicht (cm/Stunde) nach der Bewölkung.

Kopács VII. und VIII. 1958 im Sodaboden

Uhr	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Bewölkung												
0,0—10,0	0,78	0,66	0,42	0,37	0,14	0,04	0,07	—0,08	—0,25	—0,45	—0,91	—1,06
0,0— 2,4	1,62	0,60	0,45	0,27	0,23	0,01	0,09	—0,18	—0,44	—0,55	—0,24	
2,5— 4,4	0,41	0,61	0,52	0,25	0,08	0,11	—0,11	—0,02	—0,27	—0,90	0,70	
4,5— 6,4	0,24	0,57	0,31	0,64	0,14	0,02	0,13	0,03	0,04	—0,16	—3,02	

Uhr	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
Bewölkung												
0,0—10,0			0,41	1,08	1,70	2,60	3,80	3,60	2,20	1,30	1,20	1,00
0,0— 2,4			0,42	0,70	0,74	0,25	3,94	3,82	2,48	1,31	1,24	1,17
2,5— 4,4			0,54	0,96	1,83	2,71	3,98	3,48	2,27	1,48	1,02	0,90
4,5— 6,4			0,25	1,83	2,17	3,80	4,03	2,91	1,64	1,03	1,08	0,86

18—19 Uhr sank die Wärmeschicht 4 cm tiefer. Bei einer Bewölkung von 4,5—6,4 war die Geschwindigkeit der Senkung zwischen 16—17 Uhr schon 2,2 cm/Stunde, dann in den folgenden Stunden 3,8 und 4,0 cm.

Die Erklärung der obigen hervorgehobenen Werte, aber auch des ganzen Ganges ist sehr einfach. Bei heiterem Wetter ist die nachmittägige Abkühlung unter dem Einfluss der bis Sonnenuntergang dauernden Strahlung langsamer und die stärkere Abkühlung setzt bei niedriger Stellung der Sonne und dann beim Sonnenuntergang ein. *Bei trübem Wetter nimmt die Einstrahlung von der Bewölkung abhängig ab. Die Wärmeströmung, die aus dem mässig erwärmten Boden nach der Oberfläche ausgeht, steigert die Senkungsgeschwindigkeit der Wärmeschicht.*

Die **Kälteschicht** erscheint nach Sonnenaufgang nach allen Kategorien der Bewölkung die in Tabelle X. aufgenommen sind. Es gibt keine bedeutende Unterschiede zwischen den heiteren und trüben Tagen, weil in der Kategorie der trüben Tage die Hauptmasse der Bewölkung sich am Nachmittag bildete. Trotzdem kam die Kälteschicht an heiteren Tagen bis 9 Uhr vormittags

0,4—0,6 cm tiefer als an trüben Tagen. An den bei Tag überwiegend trüben Tagen kam die Konvergenzlinie etwas tiefer: der Unterschied um 7 Uhr war 1 cm, um 10 Uhr 4 cm im Vergleich zu der Konvergenzlinie der heiteren Tagen.

Die Senkungsgeschwindigkeit der Kälteschicht erreicht den grössten Wert zwischen 9—10 Uhr nach den Graden der Bewölkung mit 3,3, 3,8 und 2,5 cm. Das hängt natürlich mit der verhältnismässig raschen Veränderung der Sonnenhöhe zusammen. (Tabelle XII.)

Tabelle XII. Die Senkung der Kälteschicht (cm/St) nach der Bewölkung.
Kopáncs VII. und VIII. 1958 im Sodaboden

Uhr	0—10	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Bewölkung												
0,0—10,0					0,62	1,04	1,76	2,26	2,76	2,86	1,56	0,30
0,0— 2,4					0,75	1,23	1,85	2,59	3,16	3,28	2,85	
2,5— 4,4					0,53	0,94	2,00	2,35	3,19	3,84	2,50	
4,5— 6,4					0,49	0,96	1,44	1,80	1,72	2,50	2,45	1,64

Die Senkungsgeschwindigkeit der Inversionsschichten ist einerseits zwischen 17—20 und 7—10 Uhr am grössten. Während dieser je 3 Stunden sank die Wärmeschicht rund 10, die Kälteschicht beinahe 9 cm. Diese rasche Veränderung der Wärmeströmungsrichtung beeinflusst die organischen Vorgänge im Boden. Wir sind nicht in der Lage, derartige Zusammenhänge zu untersuchen, aber wir haben auch in der Literatur in Bezug auf die Bodenrespiration und -ventilation usw. ähnliches Material nicht gefunden. Es ist nicht ausgeschlossen und ist sogar wahrscheinlich, dass die Bewegung der Inversionsschichten, besonders der Wärmeschicht in der Bildung von Bodentau (Szabados 1948) eine Rolle spielt. Es ist aber wahrscheinlich, dass hier die Abnahme der Bodentemperatur der wichtigste Faktor ist.

Die Inversionsschicht des Sodabodens in KOPÁNC S reichte in der Beobachtungsperiode bis 20—25 cm hinunter. Die Wärmeschicht dauert gewöhnlich 20—21, die Kälteschicht 8—9 Stunden lang. Also gibt es doppelte Inversion im Boden 8—9 Stunden lang am Vormittag. Wärmeströmung in einer Richtung ohne Inversion kommt an heiteren Tagen nur zwischen 11—14^h vor. Die nach der Bodenoberfläche gerichtete Wärmeströmung findet sich nur innerhalb der täglichen Inversionsschicht. So kann man feststellen, dass im untersuchten Sodaboden und in der Untersuchungsperiode in KOPÁNC S der Boden unter der Inversionsschicht des Bodens im Wärmehaushalt der Bodenoberfläche keine direkte Rolle spielt. In dieser unteren Schicht des Bodens strömt also die Wärme stets von oben nach unten, infolge der Wärmeströmung, die im grössten Teil des Tages aus der Divergenzschicht, in einigen Stunden von der Oberfläche kommt. Aus all dem folgt, dass diese Bodenschicht aus der Inversionsschicht Wärme aufnimmt und so auch im Wärmehaushalt der Bodenoberfläche eine

indirekte Rolle spielt. Infolge der veränderlichen Intensität ihrer Wärmeaufnahme hat die Temperatur einen Tagesgang. Wahrscheinlich ist die Lage dieselbe auch im Juni.

Nach dem Zeugnis der Isoplethendiagrammen der Bodentemperatur in VALDIVIA nimmt die Lebensdauer der Wärmeschicht vom September ab; dann hört die Wärmeströmung in einer Richtung von der Bodenoberfläche nach unten auf, und in der täglichen *inversionslosen* Periode geht die Wärmeströmung von unten nach oben. Im Winter wird diese Wärmeströmung nach der Oberfläche hin von der Erwärmung der obersten Bodenschicht und von der dadurch entstandenen Kälte- und Wärmeschicht gestört.

Mit der Lebensdauer der Inversionsschichten verändert sich auch die Tiefe ihres Eindringens, und zwar nimmt die Tiefe mit der Verkürzung der Lebensdauer ab. *Die Inversionsschicht verändert sich also im Laufe des Jahres; sie ist am dicksten im Sommer und am dünnsten im Winter;* bei der letzteren bekommt die Schneedecke auch eine grosse Rolle. Auf Grund der Beobachtungen von 1958 in KOPÁNCSES kann die grösste Dicke der Inversionsschicht auf 25 oder 30 cm geschätzt werden.

Diejenige Schicht des Bodens, in der die Temperatur einen Tagesgang hat, haben wir in unserer Abhandlung „Angaben zum Mikroklima der süd-östlichen Alföld“ (WAGNER 1956. a.) als die *tägliche aktive Bodenschicht* bezeichnet. Die Bodenschicht innerhalb welcher die jährliche Veränderung der Bodentemperatur bestimmbar ist, kann die *jährliche aktive Schicht des Bodens* genannt werden. Die erstere kann auf 60—70 cm, die letztere auf 12—15 cm geschätzt werden (TAKÁCS 1953). Auf Grund einer einfachen Überlegung kann also der Boden vom Gesichtspunkt der Temperatur auf 4 Schichten geteilt werden:

- a) *die tägliche Inversionsschicht,*
- b) *die tägliche aktive Schicht,*
- c) *die jährliche Inversionsschicht*
- d) *die jährliche aktive Schicht.*

Natürlich enthält die Schicht *d* auch die Schicht *c*, diese letztere die Schicht *b*, und *b* enthält die Schicht *a*.

(In dieser Abhandlung haben wir der Einfachheit halber unter der Inversionsschicht die tägliche Inversionsschicht gebraucht, wie es sinngemäss aus dem Text erhellt.)

Infolge der verschiedenen Absorptionsfähigkeit, Volumenkapazität, Wärmeleitfähigkeit der Böden sind die Temperaturschichten verschiedener Böden verschieden dick. Sogar in gleichartigen Böden verändern sich die Volumenkapazität und die Wärmeleitfähigkeit mit der Veränderung ihres Wassergehaltes und Luftgehaltes. In den Boden unter Wasser ist die Bildung der täglichen Inversionsschicht nicht nur wegen ihres hohen Wasser- und geringen Luftgehalt verschieden, sondern auch weil sich die Temperatureinflüsse der Wasserdecke geltend machen.

Die Inversionsschicht des Bodens unter Wasser

Die Lage der Inversionsschichten konnten wir nicht so genau bestimmen wie im von Wasser nicht bedeckten Sodaboden, weil die Lagerung der Bodenthermometer seltener war (in 0, 2, 5, 10 und 20 cm). Nach dem 5. August 1958 mussten wir sogar die 5 cm Thermometer anderswohin legen. So versuchen wir auch nicht die Lage der Wärme- und Kälteschichten nach Bewölkung voneinander trennen. Unser Material gibt aber genügenden Stützpunkt, dass wir sie mit den Verhältnissen des Bodens vergleichen können. Die hierhergehörenden Tabellen (XIII., XIV., XV., XVI.) gut zeigen die Unterschiede.

Vor allem kann man feststellen, dass es in der Lebensdauer der Wärmeschicht im Sodaboden und im Boden unter offenem Wasser keinen wesentlichen Unterschied gibt, aber im Boden unter dem Reis dauert die Divergenzschicht um 6—8 Stunden kürzere Zeit. Im Sodaboden und im Boden unter dem freien Wasser findet man schon Unterschiede im Zeitpunkt der Erscheinung der

Tabelle XIII.

Die Lage der Inversionsschichten in cm

Wärmeschicht

Uhr	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Im Sodaboden	20,4	21,0	21,4	21,8	21,9	22,0	22,1	22,0	21,7	21,3	21,4	19,3
Im Boden unter Wasser	6,8	7,7	8,6	9,3	10,2	10,9	11,4	12,1	12,1	12,4	12,9	12,5
Im Boden unter dem Reisbestand	3,7	4,2	4,8	5,7	5,6	6,0	6,7	6,5	6,6	4,9		

Uhr	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.
Im Sodaboden		0,7	1,1	2,2	4,0	6,5	10,4	14,0	16,2	17,4	18,6	19,6
Im Boden unter Wasser	12,2				1,3	1,7	2,1	2,7	3,4	3,9	4,5	5,3
Im Boden unter dem Reisbestand							1,2	1,2	1,3	1,7	2,1	2,8

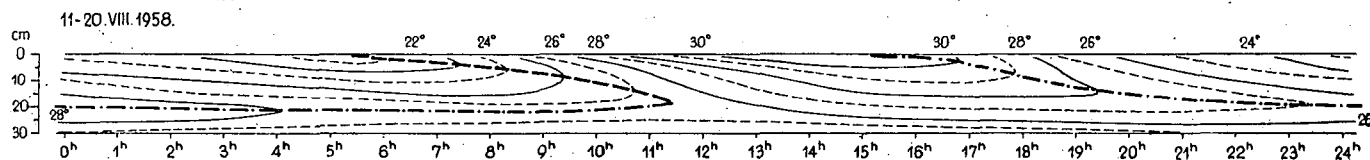
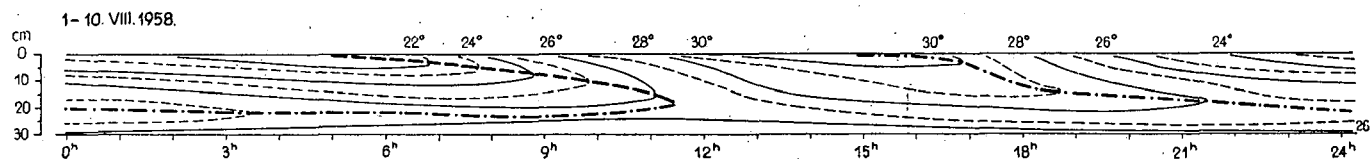
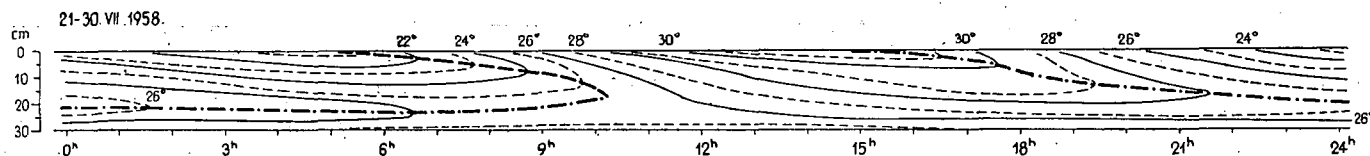
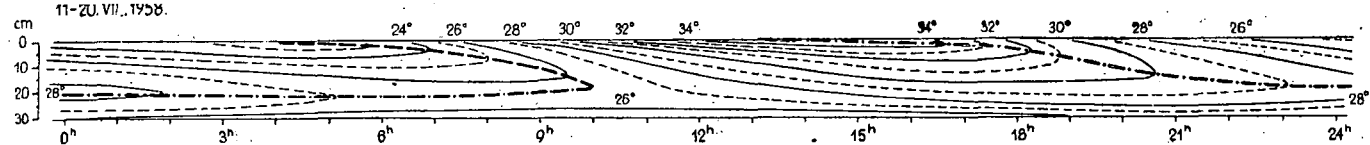


Abb. 6. *Temperaturisoplethen des Sodabodens von Kopács. 1958*

Zehntägige Mittel der Perioden 11—20. VII., 21—30. VII., 1—10. VIII. und 11—20. VIII. Die strichpunktierten Linien stellen die Lage der Wärmeschicht, die dicken gestrichelten Linien die Lage der Kälteschicht dar.

Tabelle XIV.

Die Lage der Inversionsschichten in cm

Kälteschicht

Uhr	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
Im Sodaboden				0,7	1,3	2,3	4,1	6,4	9,1	12,0	13,5	13,8
Im Boden unter Wasser						0,0	0,1	0,5	1,9	3,4	5,8	7,4
Im Boden unter dem Reisbestand								0,7	1,1	2,4	3,3	5,5

Uhr	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Im Sodaboden												
Im Boden unter Wasser	9,4	11,2	11,2	12,1	13,0							
Im Boden unter dem Reisbestand	7,5	9,3	10,5	11,2	10,8	12,4	12,7	12,7	13,3	12,8	12,9	12,7

Tabelle XV.

Die Senkung der Inversionsschichten (cm/St)

Wärmeschicht

Uhr	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Im Sodaboden	0,8	0,7	0,4	0,4	0,1	0,0	0,1	—0,1	—0,3	—0,4	—0,9	—1,1
Im Boden unter Wasser	1,5	0,9	0,9	0,7	0,9	0,7	0,5	0,6	0,0	0,4	0,5	—0,4
Im Boden unter dem Reisbestand	0,8	0,5	0,6	0,9	0,3	0,4	0,7	—0,2	0,1	—1,5		

Uhr	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
Im Sodaboden			0,4	1,1	1,7	2,6	3,8	3,6	2,2	1,3	1,2	1,0
Im Boden unter Wasser	—0,3	0,2				0,4	0,4	0,6	0,7	0,4	0,7	0,8
Im Boden unter dem Reisbestand								0,0	0,1	0,3	0,4	0,8

Tabelle XVI.

Die Senkung der Inversionsschichten (cm/St)

Kälteschicht

Uhr	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Im Sodaboden					0,6	1,0	1,8	2,3	2,8	2,9	1,6	0,3
Im Boden unter Wasser							0,1	0,4	1,4	1,5	2,4	1,6
Im Boden unter dem Reisbestand									0,4	1,3	1,0	2,1

Uhr	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
Im Sodaboden												
Im Boden unter Wasser	2,0	1,7	0,2	1,1	0,9							
Im Boden unter dem Reisbestand	2,1	1,8	1,3	0,6	—0,4	1,6	0,3	0,0	0,6	—0,6	0,2	—0,2

Wärmeschicht; im Boden unter dem Wasser ist die Wärmeschicht 2—3 Stunden später zu beobachten und unter dem Bewässerungswasser des Reisbestandes noch 2 Stunden später. Die Tatsache ist verständlich, wenn man an den Einfluss des Reisbestandes denkt.

Auch gut beobachtbar ist die modifizierende Wirkung des Wassers und des Reisbestandes in der Verspätung der Zeitpunkte der Erscheinung der Kälteschicht im Vergleich zu den Zeitpunkten des Sodabodens. Die Kälteschicht kann im Sodaboden durchschnittlich um 4 Uhr, im Boden unter Wasser um 6 Uhr und unter dem Reisbestand um 8 Uhr beobachtet werden. Das zeigt, dass im Prozess der Erwärmung innerhalb der drei verschiedenen Substrate die Zeitpunkte den bei der Abkühlung beobachteten sehr ähnlich sind. Sowohl die Erwärmung als auch die bei der Abkühlung auftretenden Phasenverschiebungen sind im verschiedenen Wärmehaushalt des offenen Wassers und des Bewässerungswassers des Reisbestandes zu suchen.

Aus der Tabelle kann man auch sehen, dass die Lebensdauer der Kälteschicht in den verschiedenen Substraten verschieden ist; im Vergleich zu den Sodaböden unter offenem Wasser kürzer und noch kürzer unter dem Bewässerungswasser des Reisbestandes. Im Sodaboden ist die Lebensdauer 23, im Wassergrund 21, und im Boden des Reisbestandes nur 15 Stunden. Die Lebensdauer der Kälteschicht nach der vorigen Reihenfolge ist 8, 12, 17 Stunden. Auch diese Angaben beweisen den ausgleichenden Wärmeeinfluss der Wasserdecke, und beim Reisbestand macht sich der kombinierte Einfluss der Vegetation und des Wassers geltend.

Die Durchschnitte beweisen auch, dass die Wasserdecke den darunterliegenden Boden erwärmt. Im Boden unter dem offenen Wasser in 14—16

Stunden, als es nach den Mittelwerten im Boden keine Divergenzschicht gibt, strömt die Wärme von der Oberfläche bis zu 11—12 cm Tiefe in den Boden, bis zur Kälteschicht. Beim Reisbestand kann dieselbe Erscheinung zwischen 10—18 Uhr beobachtet werden, als die Kälteschicht von 2,4 bis 12,4 cm hinabsinkt. Also kommt eine doppelte Inversionsschicht im Boden des überschwemmten Reises meist zwischen 19—24 Uhr zustande, während dieselbe Erscheinung im Sodaboden und im Boden unter dem offenen Wasser nur vor 13 Uhr beobachtet werden kann.

Die Tiefe des Eindringens der Inversionsschichten im Boden ist verschieden. Durchschnittlich sinkt die Wärmeschicht im Sodaboden auf 22,1 cm (um 7 Uhr); unter dem offenen Wasser auf 12,9 cm (um 11 Uhr); und unter dem Reisbestand auf nur 6,7 cm (um 7 Uhr). Im Boden unter offenem Wasser ist die Tiefe der Divergenzschicht im Vergleich zum Sodaboden annähernd 60% (58,4), während im Boden des Reisbestandes nur 30%. Aus diesen Unterschieden ergibt sich auch die Senkungsgeschwindigkeit der Wärmeschicht. (S. Tabelle XIII.)

Zur Erklärung der Unterschiede in den drei Böden bietet sich der austrahlung- und abkühlungermässige Einfluss des Wassers und der Vegetation des Wassers dar und wirklich spielt er eine Rolle.

Im Mass der Senkung der Kälteschicht gibt es keine bedeutenden Unterschiede. Auf Grund der Mittelwerte ist der tiefste Punkt der Konvergenzschicht im Sodaboden 13,8 cm, im Boden unter Wasser 13,0 cm, im Boden unter dem Reisbestand 13,3 cm. Der wesentliche Unterschied zwischen den drei Kälteschichten — wie oben erwähnt wurde — ist in der Lebensdauer und kann auch in der Senkungsgeschwindigkeit der Kälteschicht (Tabellen XIV., XVI.) zu finden.

Zu einer besseren Kenntnis der Inversionsschichten des mit Wasser bedeckten Bodens und überhaupt der Temperatur dieser Böden weitere Untersuchungen sind notwendig. An Hand des Beobachtungsmaterials von K O P Á N C S können wir zusammenfassend feststellen, dass *die Wasserdecke die Lebensdauer der Kälteschichten unter dem Wasser und unter dem Reisbestand gleichermassen verlängert und die der Wärmeschichten verkürzt.*

Die Bodentemperatur in Kopáncs

In mehreren Kapiteln seines Buches erörtert **R. GEIGER** (1961.) mit grosser Gründlichkeit das grundlegende Kenntnissmaterial das sich auf das Bodenklima bezieht, die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Faktoren, die schon festgestellten Gesetzmässigkeiten und bedient sich dabei einer reichen Literatur. So erscheint es nicht notwendig, dass ich mich mit dem Bodenklima im allgemeinen befasse. Es muss aber erwähnt werden, dass in der Serie „Bibliographien des Deutschen Wetterdienstes“ ein Werk von **R. ANIOL** (1965.), „*Beobachtungsergebnisse der Erdbodentemperatur*“, erschienen ist, in dem die bibliographischen Angaben und die kurzen Inhalte der neuesten einschlägigen Publikationen (bis 1964) aufzufinden sind.

Der Tagesgang der Bodentemperatur hängt mit dem Wetter eng zusammen. Bei trübem Wetter ist die Amplitude des Temperaturtagesganges mässig, sogar gering im Gegensatz zu der Temperaturamplitude der Tage die mit sonnigen Tagen und heiteren Nächten abwechseln. Die Schwankungen des

täglichen Temperaturganges sind in heiteren Nächten und an den auf sie folgenden heiteren Tagen am grössten. Die Bewölkung ermässigt sowohl die nächtliche Abkühlung wie auch die tägliche Erwärmung, entspricht dem Grad der Bewölkung und der physikalischen Struktur der Wolkenart. Dies zeigt sich auch im Gang der Bodentemperatur und wirkt nicht nur auf die Bodenoberfläche sondern auch auf die oberen Bodenschichten.

Die Wärmekapazität und die Wärmeleitung unter denselben Strahlungsverhältnissen determinieren die Grösse und die Tiefe der Erwärmung. Unter der Einwirkung des Niederschlags (Bodenfeuchtigkeit) verändern sie sich mindestens vorübergehend; so ist die Erwärmung des vom Regen durchnassten Bodens mässiger.

Es ist wohl bekannt, dass unter der Einwirkung der Sonnenstrahlung eine weniger als 1 mm dünne Schicht der Bodenoberfläche erhitzt wird und die Wärme durch Leitung gegen die tieferen Schichten weitergelangt. Da die einzelnen Bodenschichten Wärme speichern, findet man abnehmende Bodentemperaturwerte in den Schichten unter der Oberfläche. Die Temperaturmaxima sind aber nicht nur niedrige, sondern sind die Zeitpunkte ihres Auftretens auch verschoben, verspätet. Eine solche Phasenverspätung in den verschiedenen Bodenschichten ist auch bei den Temperaturminima bekannt. Dementsprechend vermindern sich die täglichen Temperaturschwankungen in den verschiedenen Schichten der Böden von der Oberfläche abwärts und erlöschen in ungefähr 1 m Tiefe (BACSÓ 1963) wo die tägliche Temperaturamplitude 0° ist.

Die Phasenverspätung der Erwärmung und der Abkühlung des Bodens in K O P Á N C S in dem Zeitabschnitt zwischen dem 11. Juli und 25. August 1958 auf Grund von stündlichen Beobachtungen (also bei Bestimmung der Maxima und der Minima um runden Stunden) ist charakteristisch. Natürlich würde eine genauere, minutenweise Bestimmung die wahre Lage besser spiegeln, doch können wir uns auch so ein Bild geben durch Einfassen der Angaben der 46 Tage in einer Tabelle.

In Tabelle XVII. ist die Häufigkeit des Eintretens der **Bodentemperaturmaxima** veranschaulicht. So tritt das Maximum in der 2 cm Bodenschicht am häufigsten um 15 Uhr ein, und in den weiter untersuchten Schichten — 5, 10, 15, 20 cm erfolgt eine Phasenverspätung von je einer Stunde, in 25 und 30 cm von je 2 Stunden.

Die Zeitpunkte des Eintretens der Bodentemperaturmaxima umfassen im Wesentlichen 2 bis 3 Stunden, wenn wir von einzelnen Fällen absehen. Trotzdem finden wir, dass die Periode da die höchsten Temperaturen zu beobachten waren, in der Nähe der Oberfläche ausgezogen ist. Dieselbe Erscheinung kann auch in der 30 cm Schicht beobachtet werden. Das Intervall ist in 15 cm am kleinsten.

Diese Streuung ist leicht zu verstehen, wenn man bedenkt, dass die Erwärmung des Bodens in erster Linie von der Intensität der Strahlung abhängt. Veränderungen der Strahlungsintensität sind gerade infolge der Veränderungen der Bewölkung am häufigsten. Bis zu 15 cm Tiefe vermindert sich das Intervall wegen der verschiedenen Phase, dann wächst es wieder in den 20 und 30 cm Schichten. Diese letztere Erscheinung kann mit den in diesen Schichten sich verändernden vertikalen Temperaturgradienten erklärt werden.

Tabelle XVII.

Die Häufigkeit der Zeitpunkte der Bodentemperaturmaxima in %

Bodenschicht	Uhr															
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	00
2 cm		2,2		17,4	17,4	47,8	8,7	2,2								4,3
5 cm			2,2		4,3	34,8	47,8	6,5								4,3
10 cm				2,2		2,2	30,4	56,6	4,3							4,3
15 cm								28,3	60,9	4,3						6,5
20 cm									17,4	39,2	32,6	4,3				6,5
25 cm										6,5	21,7	45,7	19,6			6,5
30 cm												19,6	21,7	37,0	15,2	6,5

Tabelle XVIII.

Die Häufigkeit der Zeitpunkte der Bodentemperaturminima in %

Boden- schicht	Uhr																	
	24	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2 cm	6,5				45,7	39,1	8,7											
5 cm	6,5					65,2	26,1	2,2										
10 cm	6,5						67,4	26,1										
15 cm	6,5							65,2	26,1		2,2							
20 cm	6,5							2,2	43,5	39,1	6,5		2,2					
25 cm	6,5								2,2	23,9	52,2	13,0				2,2		
30 cm	6,5										8,7	41,3	32,6	8,7				2,2

Die Minima (Tabelle XVIII.) treten in engeren Zeitintervallen auf. Das Minimum tritt meist in 2 cm um 4 und 5 Uhr ein, in 5 cm um 5, in 10 cm um 6, in 15 cm um 7 Uhr. Die engeren Zeitgrenzen hängen mit der Bewölkung zusammen.

Die stündlichen Werte der Bewölkung beweisen, dass die Nächte in den 46 Tagen der Beobachtungsperiode meist heiter waren. Die stündlichen Werte der Bewölkung an den 46 Tagen der Beobachtungen:

Stunde	21	22	23	24	01	02	03
	2,4	1,9	2,2	2,0	2,2	2,4	2,6

Die nächtliche Austrahlung war also meist ungestört. So waren die Temperaturminima in der 2 cm Schicht des Bodens mit wenigen Ausnahmen um 4 und 5 Uhr zu beobachten. Infolge der Phasenverspätung folgen die Zeitpunkte der Minima einander bis zur 15 cm Schicht fast regelmässig. In den Schichten unter 20 cm hängen die Zeitpunkte der niedrigsten Temperaturen von der Erwärmung der Bodenoberfläche und der von dort ausgehenden Wärmeströmung ab.

In Tabelle XVII. ist ausser 24 Uhr auch 00 Uhr dargestellt. Das war notwendig um die um Mitternacht eingetretenen Maxima bzw. die Minima in Tabelle XVIII. richtig bewerten zu können. Die um 00 Uhr eintretenden Maxima bedeuten, dass die Bodentemperaturwerte zu dieser Zeit am höchsten und im weiteren Laufe des Tages immer niedriger waren. Meist sind Fälle gemeint in denen die Abkühlung von 0 Uhr bis 24 Uhr ununterbrochen dauerte, also das Maximum um 00 Uhr und das Minimum in der 24-sten Stunde desselben Tages einsetzte.

Die Werte der Maxima und Minima können auf Grund der 24stündigen Beobachtungen nur approximative bestimmt werden, diese aber können mangels Maximum- und Minimumthermometer für Bodentemperatur angenommen werden. Auch gut brauchbar sind die stundenweisen Messungen in der Beurteilung des Tagesganges.

Die Bodentemperaturmessungen der Klimastationen zu den täglichen 3 Terminzeitpunkten sind weder zur Beurteilung des Bodentemperatur noch zur Bestimmung ihrer Amplituden geeignet. Es besteht kein Zweifel, dass diese Angaben nur in der Feststellung des jährlichen Ganges der Bodentemperatur ausser dem Vergleich zwischen mehreren meteorologischen Stationen eine Bedeutung haben. Die Klärung der Bodentemperaturverhältnisse wird in den Rahmen der Mikroklimauntersuchungen übertragen und zwar nicht nur wegen der dazu notwendigen häufigen Beobachtungen sondern auch wegen der Befriedigung der Ansprüche anderer, gleichzeitiger meteorologischer Beobachtungen. Nach unserer Meinung geben die stundenweise ermittelten Ablesungen ausreichende Angaben um den täglichen Temperaturgang der verschiedenen Bodenschichten feststellen zu können und sind genügend zur Beurteilung der 24stündigen Amplituden. Mittels anderer, gleichzeitiger mikroklimatologischer Beobachtungen können auch die ausserordentlichen Abweichungen erklärt werden.

Eine Vergleichung der Temperaturamplituden verschiedener Bodenschichten mit anderen Klimaelementen ergibt nicht unbedingt ein befriedigendes Resultat. In der Tat hängen die Veränderungen der Bodentemperatur mit den Wärmeeinwirkungen die die Oberfläche beeinflussen in bedeutendem

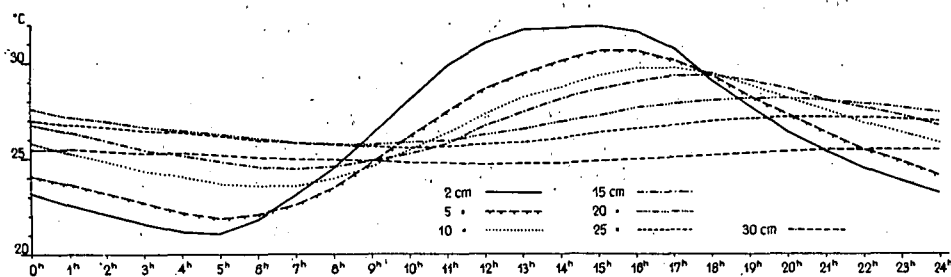


Abb. 7. Tagesgang der Bodentemperatur im Sodaboden von Kopáncš
Auf Grund von 46-tägigen Mittel.

Masse zusammen. Diese Wärmeeinwirkungen sind recht vielfältig und komplex. Zweifellos ist die auf die Bodenoberfläche fallende strahlende Energie am bedeutendsten. Statistisch können die Wirkungen der Lufttemperatur, der Niederschlagsmenge, des Taus, der Verdunstung, des Windes, usw. nicht gewertet werden. Der meistversprechende Zusammenhang ist von der Untersuchung der Wirkung der Sonnenstrahlung zu erwarten, aber leider stand uns kein Strahlungsmesser zur Verfügung. Darum versuchen wir die Angaben des Campbell-Stokesschen Sonnenscheinautographs mit den Amplituden der Bodentemperatur bei Berücksichtigung der nächtlichen Bewölkung zu vergleichen.

Im folgenden versuchen wir die Sonnenscheindauer sowie die Bewölkung mit den in verschiedenen Schichten des Bodens gemessenen Temperaturamplituden zu vergleichen. (Hier müssen wir bemerken dass unsere Instrumente zur Messung der Temperatur der Bodenfläche nicht geeignet waren.) Am geeignetsten zur Vergleichung scheint das vom 11. Juli 1958 bis zum 25. August gesammelte Beobachtungsmaterial zu sein. Zu dieser Zeit messen wir die Bodentemperatur in ungestörtem Sodaboden unter stets gleichen Umständen im Gegensatz zu den Untersuchungen von 1957. Von diesem Gesichtspunkt aus haben wir das Beobachtungsmaterial von 1959 nicht in Betracht genommen, weil der Boden gestört und in der kürzeren Beobachtungsperiode (12. Juli—3. August) das Wetter sehr veränderlich war; mehr ununterbrochen heitere Tage sind auch nicht vorgekommen.

Von den 46 Tagen der untersuchten Periode war die Dauer der Sonnenstrahlung an 36 länger als 10 Stunden. Leider sind die übrigen 10 Tage zu wenig zur entsprechenden Zergliederung der Tage mit verschiedener Sonnenscheindauer.

Auf Grund der Zergliederung nach Sonnenscheindauer betrage die Sonnenstrahlung 10,0 Stunden oder mehr an 16 Tagen, 12,0—12,9 Stunden an 13 Tagen, 10,0—11,9 Stunden an 7 Tagen. Die Sonnenscheindauer betrug 8,0—9,9 Stunden nur an drei, 4,0—5,9 Stunden an vier Tagen. Eine Sonnenscheindauer von weniger als 4,0 Stunden wurde an drei Tagen gemessen aber auch unter diesen gab es keinen ganz und gar ohne direkte Sonnenstrahlung.

Die Amplituden der Bodentemperatur sind auf Grund der Sonnenscheindauer zerlegt in Tabelle XIX. zu sehen. Aus der Tabelle erhellt, wie es auch

zu erwarten war, dass die täglichen Temperaturschwankungen von oben nach unten mit der Tiefe abnehmen. Gesondert haben wir auch im Falle der Sonnenscheindauer von mehr als 14,0 Stunden die mittleren Amplitudenwerte gerechnet, aber diese weichen im Vergleich zu den Angaben über 13,0 Stunden (von oben nach unten) um 0,5, 0,3, 0,3, 0,1, 0,0, 0,1 und 0,0 Grad ab. Dagegen müssen wir in Betracht nehmen, dass die Zahl der Tage mit mehr als 14,0 Stunden Sonnenstrahlung in dieser Periode unserer Untersuchungen nur vier war und einer von diesen Tage war ein Tag nach einem anderen, bewölkten, regnerischen Tag, der vom 2 cm Niveau abwärts die folgenden Werte erreichte: 11,3, 9,6, 6,8, 5,6, 2,8, 1,6 und 0,7. Eine jede dieser Temperaturschwankungen blieb noch wesentlich unter dem Mittel der vier Tage mit 14,0 Stunden Sonnenscheindauer. Abgesehen von den Angaben des 5. August die Mittel der drei Tage mit mehr als 14 Stunden Sonnenstrahlung sind folgende: 14,9, 11,3, 8,3, 6,2, 3,6, 2,3 und 1,3°C. Da die aufeinanderfolgenden Tage verschiedenen Charakters statistisch nicht zergliedert werden konnten, sind auch die Tage mit 14 Stunden Sonnenstrahlung in der ersten Spalte der Tabelle angebracht. Auf den 5. August werden noch im weiteren zurückkommen.

In den Schichten des Bodens abwärts gehend ist ΔT immer kleiner in jeder Sonnenscheindauer kategorie. So kann man feststellen, dass die täglichen Bodentemperaturamplituden unter natürlichen Umständen von oben nach unten auch von der Sonnenscheindauer unabhängig abnehmen.

Nach unserem Grundprinzip nimmt ΔT mit dem Abnehmen der Sonnenscheindauer in den gleichen Schichten des Bodens ab. Diese These wird von der Tabelle nur teils unterstützt. Die Kategorie von 0,0—3,9 Sonnenscheindauer widerspricht gänzlich dieser Annahme. (Dessen Ursache werden wir im folgenden noch erklären.) Aber in den Angaben der Tage mit mehr als 4,0 Stunden Sonnenstrahlung kann dieser Zusammenhang mit Ausnahme der 15 cm Schicht gefunden werden. Im 15 cm Niveau ist 12-Stundenspalte um 0,1° höher als die 13-stündige und die offenbare Ursache davon ist, dass bei 12,3 Stunden Sonnenscheindauer am 29. Juli die Temperaturamplitude von 7,4°C ungewöhnlich gross war. (S. Tabelle XIX.)

Tabelle XIX.

Die tägliche Amplitude der Bodentemperatur

Bodentiefe	Sonnenscheindauer in Stunden							Die wahren Mittel der Bewölkung in Zehnteln			
	≧ 13,0	12,9— 12,0	11,9— 10,0	9,9— 8,0	7,9— 4,0	3,9— 0,0	≧ 0,0	0,0— 2,4	2,5— 4,4	4,5— 6,4	6,5— 10,0
2 cm	13,5	12,8	11,5	9,0	7,1	7,7	11,7	13,5	12,3	9,8	6,0
5 cm	10,6	10,3	9,0	7,0	5,6	6,9	9,4	10,7	9,8	7,8	4,9
10 cm	7,6	7,5	6,4	5,1	3,7	5,8	6,8	7,7	7,0	5,7	3,7
15 cm	5,9	6,0	4,9	3,8	2,7	5,5	5,3	6,0	5,6	4,4	3,0
20 cm	3,3	3,1	2,4	1,9	1,3	3,7	2,9	3,2	2,9	2,4	1,7
25 cm	2,1	2,1	1,4	1,1	0,8	3,0	1,9	2,2	2,0	1,7	1,2
30 cm	1,1	1,1	0,7	0,5	0,3	1,9	1,0	1,1	1,1	0,8	0,7

Infolgedessen setzten die Temperaturmaxima am 17. von der 10 cm-Schicht abwärts schon um 0^h ein; in 2 und 5 cm aber setzte das Temperaturmaximum um 12 und 13^h ein, d. h. der Boden kühlte sich noch nach 0^h in den oberen Schichten. Vom Zeitpunkt der Maxima kühlte sich der Boden stets

und das Minimum kann überall um 24^h gefunden werden. Am regnerischen trüben Tag des 18. folgten die Minima in der verschiedenen Schichten mit eine 1-stündiger Phasenverspätung aufeinander und ebenso die Maxima. Die Temperaturamplituden des 1. August sind für den feuchten Boden charakteristisch.

Tabelle XX. Die Extremwerte der täglichen Amplitude der Bodentemperatur

Bodentiefe	Sonnenscheindauer in Stunden							Die wahren Mittel der Bewölkung			
	≧ 13,0	12,9— 12,0	11,9— 10,0	9,9— 8,0	7,9— 4,0	3,9— 0,0	≧ 0,0	0,0— 2,4	2,5— 4,4	4,5— 6,4	6,5— 10,0
M	15,7	15,3	13,5	11,2	10,2	9,9	15,7	15,7	15,3	13,5	8,0
2 cm m	11,3	10,3	8,6	7,2	4,8	5,1	4,8	11,3	10,3	7,2	4,8
Δ	4,4	5,0	4,9	4,0	5,4	4,8	10,9	4,4	5,0	6,3	3,2
M	12,3	11,9	10,3	8,3	8,1	8,0	12,3	12,3	11,9	10,3	5,7
5 cm m	9,3	8,8	7,4	6,2	3,6	5,3	3,6	9,4	7,8	5,1	3,6
Δ	3,0	3,1	2,9	2,1	4,5	2,7	8,7	2,9	4,1	5,2	2,1
M	8,8	8,7	7,2	5,7	5,4	7,8	8,8	8,8	8,6	7,8	4,8
10 cm m	6,3	6,3	5,4	4,6	2,2	4,8	2,2	6,3	5,4	3,2	2,2
Δ	2,5	2,4	1,8	1,1	3,2	3,0	6,6	2,5	3,2	4,6	2,6
M	7,1	7,4	5,5	4,4	4,3	7,4	7,4	7,1	7,4	7,4	4,5
15 cm m	4,9	4,9	4,2	3,5	1,6	4,5	1,6	4,9	4,2	2,0	1,6
Δ	2,2	2,5	1,3	0,9	2,7	2,9	5,8	2,2	3,2	5,4	2,9
M	3,8	3,9	2,9	2,3	2,0	4,9	4,9	3,8	3,9	4,9	3,3
20 cm m	2,5	2,1	1,9	1,6	0,6	2,8	0,6	2,5	2,1	1,3	0,6
Δ	1,3	1,8	1,0	0,7	1,4	2,1	4,3	1,3	1,8	3,6	2,7
M	2,6	2,8	2,0	1,3	1,0	4,2	4,2	2,6	3,1	4,2	2,6
25 cm m	1,6	1,3	1,1	1,0	0,3	2,3	0,3	1,6	1,3	1,0	0,3
Δ	1,0	1,5	0,9	0,3	0,7	1,9	3,9	1,0	1,8	3,2	2,3
M	1,6	1,6	1,1	0,6	0,3	2,7	2,7	1,6	1,6	2,7	1,6
30 cm m	0,7	0,5	0,5	0,4	0,2	1,4	0,2	0,7	0,5	0,2	0,2
Δ	0,9	1,1	0,6	0,2	0,1	1,3	2,5	0,9	1,1	2,5	1,4

Auch die Extremwerte der Bodentemperaturmaxima und -minima sind in einer Tabelle (XX.) dargestellt. In der Tabelle enthält *M* den grössten, *m* den kleinsten Wert der Amplitude. Es erhellt aus der Tabelle, dass die *M* Werte in 2, 5 und 10 cm nach der Sonnenscheindauer folgerichtig abnehmen; dagegen findet man die höchsten Werte für 15, 20 und 25 cm in der Rubrik der 12stündigen Sonnenscheindauer. Die Minima nehmen nach den Sonnenscheinkategorien mit Ausnahme der 10 und 15 cm Tiefe, wo sie innerhalb der ersten zwei Spalten gleich sind, ab.

Im Grunde genommen kann man auch auf Grund dieser Tabelle nicht sagen, dass zwischen der Sonnenscheindauer und den Bodentemperaturamplituden im untersuchten Boden ein gesetzmässiger Zusammenhang bestehe. Nur eine Feststellung kann man machen, und zwar dass die Minima der Bodentemperaturamplituden auf sodahaltigem Boden bei einer Sonnenscheindauer von mehr als 13 Stunden wahrscheinlich höher sind als die maximalen Temperaturamplituden der Tage mit weniger als 10,0 Stunden Sonnenstrahlung.

Die Temperaturschwankungen der Tage mit 0,0—3,9 Stunden Sonnenstrahlung sind viel grösser als es zu erwarten wäre. Wahrscheinlich kommen auch an völlig bewölkten, zufälligerweise regnerischen Tagen bedeutende Temperaturschwankungen in den verschiedenen Bodenschichten vor. Als Beispiel für die Unterschiede der sehr verschiedenen Temperaturamplituden bewölkter, regnerischer Tage soll hier Tabelle XXI. stehen die auf Grund unserer Beobachtungen von 1959 zusammengestellt wurde.

Tabelle XXI. Bodentemperaturamplituden in °C

Tag	Bodentiefe in Zentimeter							Sonnen- scheindauer in Stunden	Nieder- schlagsmen- ge in mm
	2	5	10	15	20	25	30		
VII. 16.	14,9	11,2	7,3	4,6	2,9	2,4	1,5	8,9	0,1
17.	2,5	1,9	4,6	3,3	2,8	2,7	2,6	0,0	4,5
18.	4,6	3,5	2,6	1,2	0,9	0,4	0,2	0,0	5,5
VIII. 1.	6,1	4,3	2,5	1,1	0,5	0,1	0,0	10,7	8,0

Die Höhe ΔT in den 2, 5 und 10 cm Schichten am 16. ist der Resultat davon, dass der früher bebaute (verhältnismässig lockere) Boden nach dem stürmischen nächtlichen Regen (4,3 mm) aufgetrocknete und so unter dem Einfluss der Sonnenstrahlung sich bedeutend erwärmte (36,0, 33,1, 30,5°C).

Es ist lohnend die Angaben der Bodentemperaturamplituden vom 4. August 1958 hier auch abgesondert hervorgehoben zu präsentieren.

Bodentiefe	2 cm	5 cm	10 cm	15 cm	20 cm	25 cm	30 cm
Max. °C	26,0	27,6	29,5	30,7	30,7	30,4	28,3
Min. °C	18,0	19,6	21,7	23,3	25,8	26,2	25,6
Max.—Min.	8,0	8,0	7,8	7,4	4,9	4,2	2,7

Es ist auffallend hier, dass der höchste Wert der Bodentemperatur in der 10 cm Schicht zu finden ist, obwohl beim normalen Gang die 2 und 5 cm Schichten wärmer sind. Von der gewöhnlichen Temperaturverteilung weicht auch das ab, dass das Maximum in der 30 cm Schicht um 2,3°C höher ist als in der 2 cm Schicht.

Vom 29. Juli ab erwärmte sich der Boden stetig was die 30 cm Schicht betrifft. Das kann aus den Temperaturmaxima der 30 cm Schicht festgestellt werden, wo der Extremwert von 25,9° am 29. bis auf 28,3°C am 3. August stieg. Die Erwärmung der Bodenschicht kann damit noch besser bewiesen werden, dass an den erwähnten 6 Tagen das Minimum in jeder Bodenschicht immer höher war als am vorigen Tag. Das Gewitter am 3. August kühlte den Boden nicht in solchem Masse ab, dass er dem normalen Gang der Wärmeabgabe nicht gefolgt wäre. Viel mehr verhinderte die Ausstrahlung des Bodens die bis 22-Uhr herrschende 7—8/10 Bewölkung, dann die Halbbedecktheit. Die neue Bedecktheit, die am Morgen erfolgte, die Regen, die von 8 Uhr bis 14 Uhr dauerte und auch mit Gewitter untermischt war verhinderten die Erwärmung am 4. so sehr, dass die Bodentemperatur in keiner Schicht so hoch stieg wie um 0 Uhr in der Nacht vom 3. zum 4. Eigentlich kühlte sich

der Boden den ganzen Tag hindurch; eine verhältnismässige Wärmeerhöhung wurde nur in den 2 und 5 cm Schichten gegen 6 und 7 Uhr beobachtet werden. So waren die Temperaturmaxima die um 0 Uhr, die Minima die um 24 Uhr beobachteten. Der Tagesgang der Temperatur war eigentlich verschwunden.

Wir haben es versucht die Bodentemperaturwerte auch **nach dem Grad der Bewölkung** zu gruppieren. Den Grad der Bewölkung bestimmten wir nach den wahren 24-stündigen Mitteln, und zwar mit den Grenzen 0,0—2,4; 2,5—4,4; 4,5—6,4 und 6,5—10,0. In die erste Gruppe wurden 20, in die zweite 12, in die dritte 11 und in die vierte 3 Tage eingeteilt. Die einzelnen Kategorien können folgendermassen bezeichnet werden: heiter, bewölkt, überwiegend bedeckt bei Tag und bedeckt.

Es muss noch erwähnt werden, dass der Grad der Bewölkung jeden Tag 96 Mal bestimmt wurde, und so kann man auch feststellen, dass in der Kategorie „bewölkt“ die Hauptmasse der Bewölkung um 13 und 18 Uhr erschien. Die Strahlungsverhältnisse des Vormittags waren also verhältnismässig ungestört.

Die mittleren Werte der Bodentemperaturschwankungen sind in Tabelle XIX. dargestellt und man kann sehen, dass mit den höheren Werten der Bewölkung die Temperaturamplituden in allen Schichten geringer werden. Dagegen ist es aus Tabelle XX. ersichtlich, dass die Streuung besonders in der dritten Kategorie gross ist. Die Gruppe „bedeckt“ gibt wegen der geringen Zahl ihrer Tage keine Möglichkeit zu irgendwelche befriedigende Folgerung.

Wir haben das prozentige Vorkommen der 1. heiteren, 2. bewölkten, und 3. überwiegend bedeckten Tage nach den verschiedenen Temperaturamplituden. Die Ereignisse sind in Tabelle XXII. zusammengefasst. Die Prozentwerte der verschiedenen Bodenschichten sind durch runde Zahlen in der Tabelle dargestellt. Auch nach dieser Tabelle ist die Streuung an meist bewölkten Tagen am grössten, was offenbar mit der physikalischen Struktur des Gewölkes zusammenhängt trotzdem dass der Wert der häufigsten Temperaturamplitude vom Grad der Bewölkung abhängig abnimmt. Das ist wohl ersichtlich in den 5, 10, 15 cm Schichten, aber auch in den 20, 25 und 30 cm Schichten sind die Wertverschiebungen gut zu sehen.

In der 2 cm Schicht sind die Schwankungen bei heiterem Wetter in jedem Fall grösser als 11,0°C. Dieses Vorkommen beträgt auch bei bewölktem Wetter 75%. Wenn man auf ein Temperaturintervall von je 2 Grad kalkuliert, findet man, dass der Wert der Häufigkeit in Spalte 1 zwischen 10—12° 60%, in Spalte 2 zwischen 9—11° 66%, in Spalte 3 zwischen 8—10° 45% ist. In den weiteren Bodenschichten die Wolkengruppierungen 1, 2, 3 beibehaltend aber die Intervalle nicht detaillierend und die Schwankung von je 2° auch weiter annehmend kann man 10 cm 80, 75, 45; in 15 cm 85, 75, 73; in 20 cm 100, 100, 91; in 25 cm 100, 92, 91 und endlich in 30 cm 100, 100, 91 % Werte feststellen.

Auf Grund aller diesen Tatsachen kann man feststellen, dass *in den oberen 30 cm Schichten der untersuchten Sodaerde die Amplituden der Bodentemperatur sowohl mit den Bodentiefe als auch mit der Verstärkung der Bewölkung sich vermindern.*

Tabelle XXII. Die Häufigkeit der Bodentemperaturamplituden in %

Boden- tiefe	Die Bodentemperaturamplituden in °C													
	13,0	12,9— 12,0	11,9— 11,0	10,9— 10,0	9,9— 9,0	8,9— 8,0	7,9— 7,0	6,9— 6,0	5,9— 5,0	4,9— 4,0	3,9— 3,0	2,9— 2,0	1,9— 1,0	0,9— 0,0
2 cm														
1.	70	15	15											
2.	25	33	17	25										
3.	9	9	18	9	9	27	18							
5 cm														
1.		15	25	35	35									
2.			8	33	33	18	8							
3.				9	18	28	18	18	9					
10 cm														
1.						30	50	20						
2.						17	25	50	8					
3.							18	18	27	27	10			
15 cm														
1.							10	45	40	5				
2.							8	25	50	17				
3.							9		9	55	18	9		
20 cm														
1.											70	30		
2.											50	50		
3.										9		55	36	
25 cm														
1.												75	25	
2.											8	50	42	
3.										9		18	73	
30 cm														
1.													75	25
2.													67	33
3.												9	18	73

Temperatur des Bodens unter dem Wasser

Die Temperatur des Bodens unter dem Wasser wurde sowohl in den Parzellen mit offenem Wasser als auch in den Parzellen mit Reisbestand gemessen. Die Temperatur des Bodens an diesen Orten wird meistens von der sich erwärmenden und abkühlenden Wasserschicht bestimmt; also auch ihr Tagesgang damit zusammen. Natürlich ist die Phasenverschiebung im Vergleich zur Temperatur der mit Wasser nicht bedeckten Sodaerde bedeutend.

Wir versuchten die Zeitpunkte der Temperaturmaxima und -minima in der Periode zwischen 12. Juli 1958 — 4. August zu bestimmen. Im späteren Teil des August verzichteten wir darauf, weil wir in 5 cm im Unterwasserboden keine Thermometer hatten, aber auch das Beobachtungsmaterial von 24 Tagen scheint zur Bestimmung der Charakteristik der Zeitpunkte genügend zu sein.

Tabelle XXIII. Die Häufigkeit der Temperaturmaxima des Bodens unter Wasser in %

Boden- tiefe	Station	Uhr											
		12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
0 cm	Wasser	4,4					26,1	17,4					
	Reis	4,5				34,7	31,9	9,0					
2 cm	Wasser	4,4				36,6	13,0	39,1	9,0				
	Reis	4,5				4,4	4,5	27,3	17,4	21,7			
5 cm	Wasser				4,4		8,8	4,4	26,0	26,0	18,2	4,4	
	Reis							4,5	13,6	18,2	36,5	18,2	4,5
10 cm	Wasser						4,4	4,4	4,4	13,0	17,4	21,7	13,0
	Reis					4,5			4,5	9,0	18,2	18,2	18,2
20 cm	Wasser				4,5					4,4	8,8	17,3	8,8
	Reis					4,5							26,1
													17,5
													13,7
													40,9
													18,2

Die Bestimmung des Einsetzens der Temperaturmaxima und-minima ging in den meisten Fällen nicht ohne Schwierigkeiten, weil — zwar die Beobachtungen in jeden Viertelstunden durchgeführt wurden — der Zeitpunkt aus mehrere Stunden lang dauernder gleicher Temperatur ausgewählt werden musste. In Wirklichkeit verrichteten wir unsere Aufgabe mit viertelstündiger Genauigkeit, aber der Tabelle haben wir die innerhalb einer Stunde auftretenden Maxima und Minima zusammengezogen.

Bei der Behandlung des Unterwasserbodens haben wir in diesem Zusammenhang auch die Temperaturwerte des Wasserbodens in Rechnung genommen, der in diesem Fall die Erdoberfläche vertritt.

Die Tabellen geben eine Übersicht der Zeitpunkte der Maxima (Tabelle XXIII.) und Minima (Tabelle XXIV.) sowohl unter dem offenem Wasser als auch unter dem Bewässerungswasser des Reises.

Diese Angaben mit ähnlichen Werten der Sodaerde vergleichend (s. Tabelle XVII. und XVIII.) stellt man fest, dass die Maxima und Minima im Unterwasserboden später einsetzen. Es besteht kein Zweifel darüber, dass die Bestimmung der Zeitpunkte bei der Sodaerde auf runde Stunden geschah, was bedeutet, dass sich mehrere Viertelstunden als ein Wert melden. Dagegen, wenn man dabei in Betracht nimmt, dass bei den Unterwasserböden die Untersuchung eine kürzere Periode (24 Tage) umfasst als bei der Sodaerde (46 Tage), wird es klar, dass die *Wasserschicht die Temperaturamplitude des Bodens nicht nur mässigt, sondern auch zeitlich stark modifiziert*. Wir sind der Meinung, auf Grund der allgemeinen Bodentemperaturmessungen, dass die Temperaturmaxima an der Bodenoberfläche nach der

Tabelle XXIV.

Die Häufigkeit der Zeitpunkte der Temperaturminima des Bodens unter Wasser in %

Bodentiefe	Station	Uhr											
		5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
0 cm	Wasser	26,0	65,2	8,8									
	Reis		56,5	30,5	13,0								
2 cm	Wasser		17,4	60,9	21,7								
	Reis			8,7	73,9	13,0	4,4						
5 cm	Wasser			34,7	34,7	26,2	4,4						
	Reis				8,7	56,5	30,4	4,4					
10 cm	Wasser					13,0	47,8	26,1	8,7	4,4			
	Reis						39,1	43,5	17,4				
20 cm	Wasser						8,8	30,4	13,0	30,4	13,0	4,4	
	Reis							4,4	39,0	30,4	8,8	13,0	4,4

Kulmination der Sonne, die Minima innerhalb einer Stunde nach Sonnenaufgang auftreten. Im Vergleich dazu gibt es beim Zeitpunkt des Maximums an der Oberfläche des Bodens unter freiem Wasser eine Verschiebung von ungefähr 1,5—2 Stunden, bei den Minima nur eine Verschiebung von 1—1,5 Stunden. Diese annähernde Bestimmung wurde vorgenommen nur weil wir keine Gelegenheit hatten den Tagesgang der Temperatur an der Oberfläche der Sodaerde zu beobachten.

So konnten wir die phasenverschiebende Wirkung der Wasserschicht an der Oberfläche nicht feststellen. Dagegen können wir die Zusammenhänge zwischen dem Unterwasserboden und der Sodaerde vom 2 cm Niveau enthüllen, weil in den 2, 5, 10 und 20 cm Niveaus an allen drei Stationen gleichzeitige Beobachtungen ausgeführt wurden. Nach den prozentigen Häufigkeitswerten treten die Temperaturmaxima im Boden unter freiem Wasser in 2 cm um 3—4, in 5 cm um 4, in 10 cm um 5—6 und in 20 cm um 5 Stunden später als bei der Sodaerde. Bei den Minima kann in 2 cm eine Verspätung von 3, in 5, 10 und 20 cm je eine Verspätung von 4 Stunden festgestellt werden.

Wenn man die Häufigkeit der Extremwerte der Temperatur im Boden unter freiem Wasser und in der Sodaerde vergleichen, findet man, dass die prozentigen Werte in der 2 cm-Schicht unter Wasser und in der 15 cm-Schicht der Sodaerde um 18 Uhr (TM) und 7 Uhr (Tm) am höchsten sind. Daraus scheint zu folgen, dass sich die Wasserschicht vom Gesichtspunkt des Auftretens der extremen Temperaturwerte so verhält wie eine 15 cm dicke Bodenschicht. Diese Annahme wird bei den Maxima auch von der 5 cm Schicht unter Wasser (19^h und 20^h) und von der 20 cm Schicht der Sodaerde unterstützt. Dagegen zeigt die 10 cm Schicht (unter Wasser) die grösste zeitliche Ähnlichkeit mit der trockenen 30 cm Schicht. Beim Vergleich der Minima sieht man, dass im Boden unter Wasser eine annähernde zeitliche Übereinstimmung mit der Sodaerde 10—15 cm tiefer gibt.

Aus all diesem folgt, dass die Phasenverschiebungen des Bodens unter Wasser nicht so gross sind als wenn dieser von einer Bodenschicht gleicher Dicke wie die Wasserschicht bedeckt wäre. Dagegen besteht kein Zweifel darüber, dass die Wasserschicht das Auftreten der extremen Temperaturwerte des darunterliegenden Bodens in unserem Falle durchschnittlich um 4—5 Stunden

verzögert und eine Phasenverschiebung verursacht, die in 2 cm cca. einer um 12 cm tiefer in 5, 10 und 20 cm cca. um 15 cm tiefer Bodenschicht entspricht.

Eine weitere Phasenverschiebung findet man bei den Extremwerten der Bodentemperatur unter dem freien Wasser und der Reisparzelle. Die Phasenverschiebung am Wasserboden beträgt im Mittel nicht einmal 1 Stunde (45 Minuten), in den anderen gemessenen Niveaus ungefähr je eine runde Stunde. Die Ursache davon sollte man in der Einwirkung der Vegetation suchen, und falls unsere Annahme richtig ist, sollte diese Wirkung sich auch in den Amplituden der Unterwasserböden offenbaren.

Auf Grund unserer Beobachtungen konnten wir also feststellen, dass es im Boden unter Wasser infolge der Einwirkung der Wasserdecke im Vergleich zum Sodaboden eine Phasenverspätung von 4–5 Stunden gibt. Diese Phasenverspätung ist geringer als wenn statt der Wasserdecke Sodaboden da wäre. Im allgemeinen ist die Phasenverspätung so gross wie sie im Sodaboden 12–15 cm tiefer beobachtet werden kann.

Die im Vergleich zum offenen Wasser beobachtete Phasenverspätung im Boden des überfluteten Reisbestandes ist der Schattenwirkung des Reisbestandes zuzuschreiben.

Die Zeitpunkte der Temperaturmaxima und -minima der Böden unter Wasser und dadurch die Phasenverspätung feststellend werden wir die täglichen Schwankungen der Bodentemperatur am Hand dieser Angaben im folgenden erörtern.

Im Interesse der Untersuchung der **Temperaturamplituden der Unterwasserböden** bildeten wir in der Beobachtungsperiode vier Dekaden aus. Diese sind nicht regelmässige Dekaden einerseits weil sie nicht die entsprechenden 10 Tage des Jahres umfassen, aber auch weil wir aus der Dekade die mit dem 1. August begann den 5., an welchem nur teils Beobachtung gab, auslassen mussten. Um vergleichbares Material zu bekommen bildeten wir Durchschnitte aus den Angaben der Tage 12–21., 22–31. Juli, 1–11. und 12–21. August, um der Vollständigkeit halber auch von der Sodaerde. (Tabelle XXV.).

Wir berechneten die Mittel der Maxima und Minima, die natürlich auch die durchschnittlichen Temperaturamplituden angeben. In der Periode der berechneten Werte waren die Temperaturmaxima sowohl bei der Sodaerde als auch bei dem Boden unter Wasser und unter dem Reisbestand in den ersten 10 Tagen am höchsten und dasselbe kann man auch von den Minima aller drei Böden sagen. Eine Ausnahme bildet nur die 2 cm Schicht des Unterwasserbodens, wo das Temperaturmaximum im Mittel der vierten Dekade erscheint. Im allgemeinen spiegeln sich die Angaben der Klimastation gut in den Bodentemperaturwerten. (Siehe Tabellen III., IV.)

Die Temperatursenkung von 23–26. Juli 4., 8., 13–15. August 1958 äussert sich nicht nur in den Maxima sondern auch in den Minima der Bodentemperatur. Bei diesen letzteren vertieft auch die Erheiterung die Werte. So massen wir in der 2 cm Schicht des Bodens 17,5°C am 24. und 26. Juli, 17,3 am 6. August 17,6 am 9. und 17,8°C am 15. August.

Auch in beiden Unterwasserböden findet man die niedrigsten Temperaturen zu dieser Zeit; am Boden unter dem freien Wasser zwischen 24–26. Juli 19,0, 19,3 und sogar 17,0, am Boden des Bewässerungswassers des Reises 19,4, 19,2 und 17,7, dann am 6. August 17,9, 19,1, am 9. 18,0 und 18,0, am 15. beim freien Wasser 19,8, beim Bewässerungswasser 20,1°C. Die Extremwerte

Tabelle XXV. Die Mittel der täglichen Extremwerte des Bodens in °C (Zehntägige Mittel)

	Tage	Bodentiefe in cm.							
		0	2	5	10	15	20	25	30
Sodaboden	12—21. VII.		35,5 22,5 13,0	33,4 23,5 9,9	32,1 25,0 7,1	31,1 25,9 5,2	29,8 26,8 3,0	28,5 26,5 2,0	26,4 25,4 1,0
	22—31. VII.		32,7 20,2 12,5	31,0 21,3 9,7	29,9 23,1 6,8	29,6 24,2 5,4	28,3 25,4 2,9	27,3 25,8 1,5	25,6 24,6 1,0
	1—11. VIII.		32,0 20,5 11,5	31,1 21,4 9,7	30,4 23,2 7,2	30,2 24,2 6,0	29,0 25,7 3,3	28,0 25,7 2,3	26,2 24,8 1,4
	12—21. VIII.		31,2 20,5 10,7	30,0 21,3 8,7	29,1 22,8 6,3	28,6 23,7 4,9	27,6 25,2 2,4	26,7 25,1 1,6	25,1 24,3 0,8
Der Boden unter Wasser	12—21. VII.	30,2 22,9 7,3	27,5 23,7 3,8	26,9 24,0 2,9	25,8 23,8 2,0	— — —	25,0 23,6 1,4	— — —	— — —
	22—31. VII.	27,3 20,9 6,4	25,8 21,6 4,2	25,2 21,7 3,5	24,6 22,5 2,1	— — —	23,8 22,6 1,2	— — —	— — —
	1—11. VIII.	28,0 20,7 7,3	27,3 21,4 5,9	26,2 22,3 3,9	25,4 22,7 2,1	— — —	23,9 22,4 1,4	— — —	— — —
	12—21. VIII.	29,0 21,1 7,9	28,4 21,7 6,7	26,5 22,6 3,9	25,3 23,2 2,1	— — —	24,3 22,9 1,4	— — —	— — —
Der Boden unter dem Bewässerungswasser des Reises	12—21. VII.	29,2 23,4 5,7	27,3 23,8 3,5	26,3 23,9 2,4	25,7 23,7 2,0	— — —	24,4 23,2 1,2	— — —	— — —
	22—31. VII.	25,8 20,9 4,9	25,3 21,4 3,9	24,3 21,7 2,6	23,6 21,6 2,0	— — —	22,9 21,7 1,2	— — —	— — —
	1—11. VIII.	25,4 21,1 4,3	24,6 21,6 3,0	24,0 21,7 2,3	23,7 21,8 1,9	— — —	23,3 22,0 1,3	— — —	— — —
	12—21. VIII.	25,6 21,6 4,0	24,4 21,8 2,6	24,0 22,1 1,9	23,8 22,2 1,6	— — —	23,5 22,5 1,0	— — —	— — —
Soda- boden	12. VII.— 21. VIII.		32,8 20,9 11,9	31,4 21,9 9,5	30,4 23,5 6,9	29,8 24,5 5,3	28,7 25,8 2,9	27,6 25,8 1,8	25,8 24,8 1,0
Wasser	12. VII.— 21. VIII.	28,6 21,4 7,2	27,2 22,1 5,1	26,2 22,7 3,5	25,2 23,0 2,2	— — —	24,2 22,9 1,3	— — —	— — —
Reis	12. VII.— 21. VIII.	26,4 21,8 4,6	25,5 22,1 3,4	24,7 22,3 2,4	24,2 22,3 1,9	— — —	23,5 22,4 1,1	— — —	— — —

der Temperaturmaxima in den einzelnen Dekaden in der 2 cm Schicht der Sodaerde waren 38,0 am 17. Juli, 36,2 am 29., 38,5 am 2. August und 34,7 am 18. Am Wasserboden waren diese Werte am 16. Juli beim freien Wasser 32,7, beim Bewässerungswasser 31,2, am 31., 30,1 und 28,5, am 3. August 32,5 und 29,4 und dann am 18. 32,0 und 27,2°C.

Wie wir sehen, können die grösseren Unterschiede (sogar mit einem Tag Verschiebung) bei den Maxima erkannt werden. Im Falle der Minima sind die Unterschiede geringer. Dasselbe ist auch in Tabelle XXV. ersichtlich.

Aus Tabelle XXV. kann man auch sehen, dass nach den 10-tägigen Mitteln ausser der 2 cm Schicht der Sodaerde, wo die Temperaturmaxima graduell abnehmen, dem Wettergang entsprechend findet man in keinem Substrat gleichmässige Temperatursteigerung oder -senkung. Die Maxima sind an allen drei Stellen in der ersten Dekade am höchsten, die niedrigsten Maxima aber findet man in der letzten Dekade auf der Sodaerde, in der zweiten Dekade im Unterwasserboden, in verschiedenen Perioden in verschiedenen Schichten unter dem Reisbestand. Diese letztere Tatsache ist wahrscheinlich die Folge des zweifachen Schutzes des Bodens (Wasser und Vegetation) was aber auch verursacht, dass der Unterschied zwischen den Mitteln der vier Dekade gering sind. Wenn man die Entwicklung des Reisbestandes in Betracht nimmt und nur die Unterschiede der Temperaturmaxima von 3 Dekaden (vom 22. Juli) bei den Boden unter dem Wasser und dem Reisbestand vergleicht, sieht man, dass der Unterschied im Unterwasserboden in 0, 2, 5, 10 und 20 cm 1,7, 2,6, 1,3, 0,7, 0,5, beim Boden unter dem Reisbestand 0,4, 0,9, 0,3, 0,0 und 0,6 ist. Ausgenommen die 20 cm Schicht ist der Unterschied bedeutend.

Die drei Wärmewellen, die in der Beobachtungsperiode in K O P Á N C S beobachtbar waren und an der Klimastation am 15. und 16. Juli mit 35,7°C, am 2. August mit 36,0°C, am 19. August 35,4°C kulminierten, und die Abkühlungsperioden, deren niedrigsten Temperaturmaxima am 24. Juli 22,5 und am 25. Juli 23,9, am 4. und 5. August 23,5 und 24,9 und am 8. 22,0°C waren, sind auch in den Extremwerten der Bodentemperatur zu erkennen (Tabelle XXVI.).

Nach den extremen Bodentemperaturwerten der ganzen Beobachtungsperiode (Tabelle XXVI.) ist die Temperaturamplitude in der 2 cm-Schicht des Sodabodens 21,9°C und im Boden unter Wasser in 2 cm 12,6°C. Die Temperaturschwankung des Bodens unter Wasser ist also 57,5% der des Sodabodens, was grösser ist als die Hälfte der Amplitude des Sodabodens. Dagegen ist der Werte im Mittel von 40 Tagen (Tabelle XXV.) 42,9%. Das bedeutet, dass die Temperaturschwankung des Bodens unter Wasser durchschnittlich geringer, also bedeutend gemässiger ist als die des Sodabodens.

Noch grösser ist der Unterschied in 5 cm, wo im Vergleich zu den extremen Schwankungen — 54,0% — die mittlere Temperaturamplitude 36,9% ist. Ähnliche, zu einander verglichene Werte in 10 cm sind 49,3% und 31,9%. Grösser ist der Unterschied in 20 cm, wo man 68,0% findet bei der absoluten Schwankung, und 44,8% ist die Verhältniszahl der Mittel. Daraus muss man folgern, dass die Wasserbedeckung in den dauernden warmen und kühlen Perioden die Temperaturschwankungen der Unterwasserböden nicht in solchem Masse mässigt, wie unter nichtextremen Wetterverhältnissen.

Bei den Extremwerten der Bodentemperatur soll man für natürlich halten, dass die Maxima des Bodens unter freiem Wasser höher sind als die des

Tabelle XXVI.

Die Extremwerte der Bodentemperatur (°C)

Bo- den- tiefe	0 cm		2 cm		5 cm		10 cm		15 cm		20 cm		25 cm		30 cm	
	Max. Min.	Tag	Max. Min.	Tag	Max. Min.	Tag	Max. Min.	Tag	Max. Min.	Tag	Max. Min.	Tag	Max. Min.	Tag	Max. Min.	Tag
Soda- boden			38,5	2. VIII.	36,6	2. VIII.	35,1	2. VIII.	34,6	2. VIII.	31,7	3. VIII.	30,7	2. VIII.	28,3	2., 3., 4. VIII.
			16,6 21,9	5. VIII. Δ	17,9 18,7	5. VIII. Δ	20,3 14,8	15. VIII. Δ	21,4 13,2	5., 9. VIII. Δ	23,2 8,5	9. VIII. Δ	23,3 7,4	9. VIII. Δ	22,9 5,4	9., 16. VIII. Δ
Der Bo- den unter Was- ser	32,7	16. VII.	31,0	18. VIII.	29,2	2. VIII.	28,0	2., 3. VIII.			26,4	16. VII. 3. VIII.				
	17,0 15,7	26. VII. Δ	18,4 12,6	9. VIII. Δ	19,6 9,6	26. VII. Δ	20,7 7,3	9. VIII. Δ			20,6 5,8	9. VIII. Δ				
Der Bo- den unter dem Reis- be- stand	31,2	16. VII.	29,9	15. VII.	28,5	15., 16. VII.	27,7	15. VII.			26,4	16. VII.				
	17,7 13,5	26. VII. Δ	18,9 11,0	9. VIII. Δ	19,3 9,2	8. VIII. Δ	19,7 8,0	9. VIII. Δ			20,3 6,1	VII. 27. Δ				

Bodens unter dem Bewässerungswasser des Reises. Dasselbe findet man auch bei den einzelnen Dekaden und bei den 40-tägigen Mitteln (S. Tabelle XXV.). Bei den Böden unter freiem Wasser und unter Reisbestand muss man darauf rechnen, dass im Boden der auch von Vegetation geschützt wird die Temperaturminima höher sind, als unter dem offenem Wasser. Tabelle XXVI. widerspricht dieser Annahme von dem 0 und 2 cm Niveaus abwärts. Man könnte als aussergewöhnlich betrachten, dass in 5, 10 und 20 cm der Boden des Reises kühler ist. Eine ausführlichere Untersuchung der Angaben zeigt aber, dass die obige Temperaturverteilung als gesetzmässig zu betrachten ist. Aus Tabelle XVII. ist es ersichtlich, dass an der Bodenoberfläche unter dem freiem Wasser und in der 2 cm Schicht der Wert des Minimums meist niedriger ist, als unter dem Bewässerungswasser des Reises; dagegen ist dieser Boden schon kühler in den weiteren Niveaus. Die Ursache davon ist in der Schattenwirkung der Vegetation zu suchen, die bewirkt, dass das Bewässerungswasser des Reisbestandes selbst und der Boden darunter die Temperaturmaxima des freien Wassers und seines Bodens nicht erreicht, im ganzen genommen sich weniger erwärmt und so auch die Temperaturminima niedriger sind.

Tabelle XXVII.

Die Unterschiede der Bodentemperatur zwischen dem Sodaboden und dem Boden unter Wasser (a) und zwischen den Böden unter Wasser und unter dem Bewässerungswasser der Reises (b)

Bodentiefe		0 cm		2 cm		5 cm		10 cm		20 cm	
Tag		Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
12—21.	a			8,0	—1,2	6,5	—0,5	6,3	1,2	4,8	3,2
VII.	b	1,0	—0,5	0,2	—0,1	0,6	0,1	0,1	0,1	0,6	0,4
22—31.	a			6,9	—1,4	5,8	—0,4	5,3	0,6	4,5	2,8
VII.	b	1,5	0,0	0,5	0,2	0,9	0,0	1,0	0,9	0,9	0,9
1—11.	a			4,7	—0,9	4,9	—0,9	5,0	0,5	5,1	3,3
VIII.	b	2,6	—0,5	2,7	—0,2	2,2	0,6	1,7	0,9	0,6	0,4
12—21.	a			2,8	—1,2	3,5	—1,3	3,8	—0,4	3,3	2,3
VIII.	b	3,4	—0,5	4,0	—0,1	2,5	0,5	1,5	1,0	0,8	0,4
12. VII—	a			5,6	—1,2	5,2	—0,8	5,2	0,5	4,5	2,9
21. VIII.	b	2,2	—0,4	1,7	0,0	1,5	0,4	1,0	0,7	0,7	0,5

Aus Tabelle XXVII. kann man auch sehen, dass die Unterschiede der Temperaturmaxima der Sodaerde und des Bodens unter dem offenen Wasser in den vier Dekaden in den 2, 5 und 10 cm Niveaus stets abnehmen; dagegen werden diese Werte grösser in 0, 2, 5 und 10 cm wenn man den Boden des offenen Wassers und den des Reisbestandes vergleicht. Während das Verhältnis des Sodaerde und des offenen Wassers mit der sich verkürzenden Einstrahlungsdauer und der Wärmekapazität des Wassers erklärt werden kann, ist der Unterschied zwischen dem offenen Wasser und dem Bewässerungswasser ein Resultat der erhöhten Schattenwirkung des sich entwickelnden Reisbestandes und der Abnahme der Temperaturmaxima des darunterliegenden Bodens.

Zwar sind die ein- und ausstrahlungshemmenden Wirkungen des Reisbestandes nicht gleichwertig, doch ist es wünschenswert deren Analyse auf Grund der Temperaturamplituden auszuführen.

Während unserer Untersuchungen in K O P Á N C S hielten wir die Phenophasen des Reisbestandes unter Beobachtung. Diese Beobachtung wurde 1958 von DR. I. HORVÁTH, Biologe, der auch an unseren Mikroklimauntersuchungen teilnahm, ausgeführt. Die Bestimmung der Phenophasen wurde dadurch vollkommen, dass I. S. KISS in den Jahren 1957, 1958 und 1959 Untersuchungen über die Biologie und die Agrotechnik des Reises anstellte. Im folgenden stützen wir uns auch auf ihr Beobachtungsmaterial und ihre Feststellungen (I. S. KISS, 1960).

Nach ihren Beobachtungen begann das Keimen am 17. Mai im Jahre 1958, das Buschigwerden am 20. Juni, das Halmsprossen am 9. Juli, das Rispentreiben am 25. Juli, das Blühen am 25. Juli, das Reifen am 26. August. Daraus ergibt es sich, dass wir unsere Mikroklimabeobachtungen mit dem Halmsprossen begannen, als die Höhe des Pflanzenbestandes über dem Wasser 20—25 cm war. Zu Beginn des Rispentreibens war die Höhe des Reises über dem Wasser 40—50 cm. I. S. KISS (1960/144) stellt folgendes fest; „Mit dem Rispentreiben wuchs die Länge und das trockene Gewicht der Pflanzen sprunghaft; das verhältnismässige Gewicht der Wurzel dagegen verminderte sich teils infolge des Absterbens in grösserem Masse, teils infolge der spärlichen Bildung von neuen Wurzeln (ungefähr 20%).“

Nach unseren eigenen Beobachtungen ist das Rispentreiben am 24. Juli 30-prozentig, am 25. Juli 50-, am 26. 60- und am 30. 100-prozentig, aber am 26. Juli ist auch das Blühen schon 20-, am 30. 80-prozentig. Die Höhe des Pflanzenbestandes (über dem Wasser) ist 55—57 cm, am 5. August schon 60 cm. Aus diesen wenigen Angaben ist es klar, dass sich der Reisbestand graduell, vom Rispentreiben sogar rasch veränderte was seine mikroklimatische Wirkungen betrifft.

Die Veränderung hebt sich noch besser hervor, wenn wir aus dem zitierten Werk die Angaben von 1958 über das Längenwachstum und die Gewichtszunahme des Sprossen und der Wurzel der Dunghan Sali hier angeben (I. S. KISS 1960).

Phenophase	Länge des Sprossen	Wurzel in cm	Gewicht der Pflanze	Sprosse in Gramm	Wurzel
Buschigwerden	45,6	16,0	0,340	0,234	0,116
Halmsprossen	60,8	27,4	2,636	1,879	0,757
Rispentreiben	75,6	28,8	5,188	4,092	1,096
Milchiges Reifen	86,5	31,3	9,398	8,008	1,390

Die Länge des Sprossen deutet die Veränderung der Bestandshöhe an, die Länge der Wurzel die Tiefe in der die Pflanze die Wärmeleitung des Bodens stört die rasche Zunahme des Gewichts des Sprossen die Steigerung der Beschattung, das Gewicht der Wurzel die Verschlechterung der Wärmeleitfähigkeit des Bodens. Die Rolle des Wurzelsystems kann vor allem auf Grund seines Gewichts bewertet sein, weil seine Entwicklung hauptsächlich

in der Nähe der Bodenoberfläche stattfindet, und seine Masse ist hier zu finden. Auch die abgestorbenen Wurzeln verschlechtern die Wärmeleitfähigkeit des Bodens.

Um festzustellen wie die Entwicklung der Vegetation auf die Oberfläche des Unterwasserbodens wirkt, müssen wir annehmen, dass der Unterschied in der täglichen Temperaturamplitude auf zwei nebeneinanderliegenden, gleichermassen mit Wasser bedeckten Parzellen von der Vegetation verursacht wird.

Diese Hypothese ist annehmbar, weil die Temperaturmaxima und -minima in zwei gleichen überschwemmten Parzellen ohne Vegetation beinahe gleich sind. Wenn wir also die tägliche Temperaturamplitude der Bodenoberfläche des Reisbestandes ($T_{RM} - T_{Rm}$) in der Amplitude der Bodenoberfläche der Parzelle mit offenem Wasser ($T_{WM} - T_{Wm}$) ausdrücken, erhalten wir die prozentige Abweichung.

$$\text{Also } \frac{T_{RM} - T_{Rm}}{T_{WM} - T_{Wm}} 100 = \frac{\Delta T_R}{\Delta T_W} 100 = A$$

Wenn wir diesen Wert von 100% subtrahieren, erhalten wir den Wert, der zeigt was für eine prozentige Wirkung in den Unterschieden der Extremwerte der Pflanzenbestand verursachte; $(100 - A) = B$.

Auf Grund der obigen rechneten wir die 5tägigen Mittel der täglichen Temperaturamplituden in der Beobachtungsperiode auf die Bodenoberfläche unter beiden Gewässern. So bestimmten wir die prozentigen Werte und präsentieren wir sie in Tabelle XXVIII. In dieser Tabelle sind auch die Pheno-

Tabelle XXVIII.

Die 5-tägigen Mittel der Temperaturamplituden am Wassergrund

Tage	Phenophase	Höhe des Reises	Sonnen-scheindauer (Durchschnitt)	Wassergrund Δt in °C		A	B
				offenes Wasser	Reisbestand		
VII. 12—16.	Halmsprossen	40—45	13,9	7,2	5,8	80,6	19,4
17—21.	Halmsprossen		12,0	7,3	5,5	75,3	24,7
22—26.	Halmsprossen						
	Rispenbildung 50%	60—65	9,7	6,1	4,6	75,4	24,6
27—31.	Rispenbildung 100%						
	Blühen 80%	70	11,1	6,7	5,2	77,6	22,4
VIII. 1—6.	Blühen 100%	75	13,3	7,1	4,2	59,2	40,8
7—11.		80	10,2	7,3	4,3	58,9	41,1
12—16.			10,0	7,3	3,7	50,7	49,3
17—21.			12,3	7,8	4,1	49,4	50,6

phasen und die Angaben der Sonnenscheindauer dargestellt. Die Pentade Angaben zeigen, dass in der Periode der Unentwickeltheit des Pflanzenbestandes keine so grossen Differenzen zwischen den Temperaturschwankungen der beiden Bodenoberflächen gibt, wie nach dem Rispentreiben. Mit dem Ende des Rispentreibens und des Blühens ist die Entwicklung der Pflanze nicht mehr so stürmisch, aber mit der Verstärkung der Blätter (S. das Gewicht der Pflanze) nimmt die Beschattung zu; so war in der letzten Phase unserer Beobachtungen die Wirkung, die sie auf die Bodenoberfläche unter dem Wasser ausübt, schon 50-prozentig.

Man kann nicht ausser Acht lassen, dass die grosse Abkühlung vom 4. August in der letzten Phase des Blühens erfolgte, worauf der ebenso sehr kalte Einbruch vom 8. kam. Die Abkühlung konnte auch das Bewässerungswasser des Reisbestandes nicht kompensieren wie wir es sehen werden. So kühlte sich auch die Bodenschicht selbst ab, und eine bedeutendere Erwärmung deren erfolgte auch später nicht.

Tabelle XXIX.

Die 5-tägigen Mittel der täglichen Temperaturamplituden am Wassergrund an heiteren Tagen

Tage	TM—Tm am Wassergrund		A	B
	offenes Wasser	Reisbestand		
13, 14, 15, 16, 17. VII.	7,4	5,7	77,0	23,0
19, 20, 26, 27, 29. VII.	8,5	6,3	74,1	25,9
30, 31. VII. 1, 2, 6. VIII.	7,2	4,7	65,3	34,7
19, 10, 11, 12, 16. VIII.	9,0	4,8	53,3	46,7
17, 18, 19, 20, 21. VIII.	8,3	4,1	49,4	50,6
Sämtliche Tage	8,1	5,1	63,0	37,0

Zwar scheint es überzeugend mit der graduellen Abnahme des aus den Werten der Pentade gerechneten Prozents, haben wir doch Tabelle XXIX. zusammengestellt innerhalb welcher Mittel von je 5 Tagen figurieren. In diese Tabelle sind aber nur solche Tage aufgenommen worden an denen die Sonnenscheindauer in Stunden mindestens 12 war. Ausnahmsweise haben wir noch die Angaben vom 20. August benutzt (10,5 Stunden Sonnenscheindauer) um die 5. Dekade auch ganz zu machen. Das Mittel sämtlicher (25) Tage beweist auch, dass an Tagen mit langer Sonnenscheindauer die täglichen Temperaturamplituden am Wassergrund sowohl beim offenem Wasser als auch Beim Reis grösser sind. *Die Wirkung, die der Reisbestand durch seine Beschattung ausübt, hängt mit der Entwicklung der Pflanze bestimmt zusammen. Dies beweisen die prozentigen Werte.*

Für die weitere Detaillierung haben wir je 3 Tage ausgewählt, möglichst Tage mit Sonnenschein in verschiedenen Perioden der Phenophasen, so zu Beginn des Halmsprossens (14—16. Juli), in der ersten Phase des Rispentreibens (10—12. August) und in milchigem Reifen (18—20. August). Die mittlere Sonnenscheindauer dieser Tage war 13,7, 12,8, 12,8, 12,7 und 12,1 Stunden. Nach unseren Rechnungen war die tägliche Temperaturamplitude unter dem Bewässerungswasser des Reises an der Bodenoberfläche laut folgender Prozente kleiner als an der Oberfläche des Bodens des offenen Wassers:

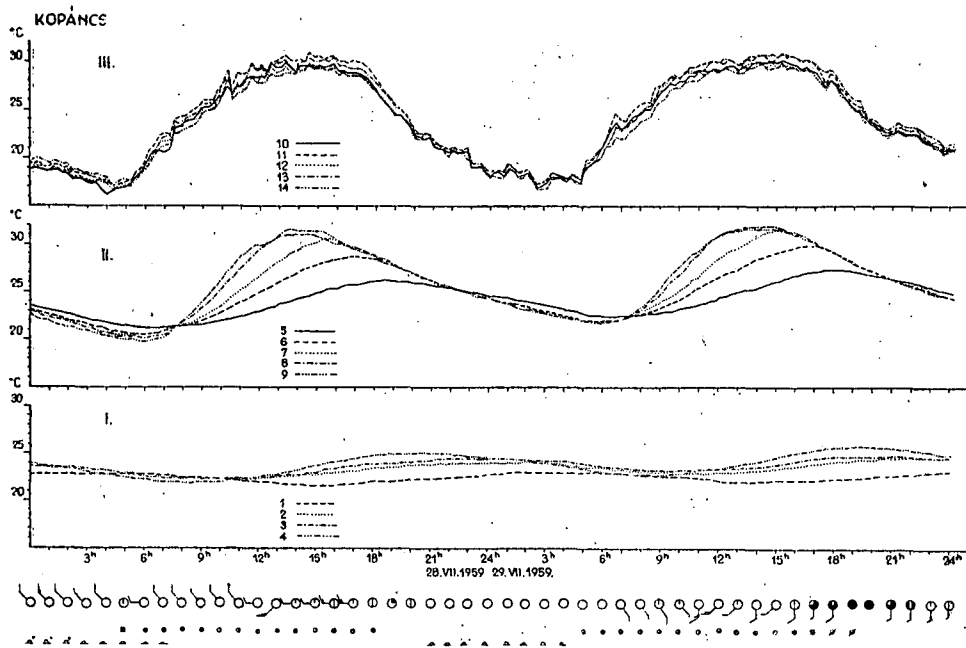


Abb. 8. Tagesgang der Temperatur in Kópáncs. 28—29. VIII. 1959.

- I. Im Boden unter freiem Wasser: 1 = 20 cm, 2 = 10 cm, 3 = 5 cm, 4 = 2 cm unter dem Bodenniveau
 II. Wassertemperatur: 5 = Bodenniveau, 6 = 15 cm, 7 = 10 cm, 8 = 5 cm, 9 = 1 cm unter der Wasseroberfläche.
 III. Lufttemperatur: 10 = 10 cm, 11 = 30 cm, 12 = 50 cm, 13 = 100 cm, 14 = 150 cm über dem Wasserspiegel.

14—16. VII.	16,7%
25—27.	26,4%
1—3. VIII.	44,7%
10—12.	47,7%
18—20.	56,6%

Wir versuchen diese Werte — nach Daten — mit den 1957 und 1959 gefundenen Werten zu vergleichen. Auch die Wetterverhältnisse in Betracht nehmend war die mittlere Sonnenscheindauer 12—15. Juli 1959 10,7, 28—30. Juli 11,6, und 1—3. August 10,6 Stunden. Man soll wissen, dass in 1959 infolge des ungünstigen Frühlingwetters das Halmsprossen nur am 18. Juli, das Rispentreiben am 26. Juli, das Blühen am 28. Juli begann. Dazu muss man noch in Betracht nehmen, dass das Wetter im Juli 1959 sehr veränderlich war und die Werte der Sonnenscheindauer an den je 3 Tagen niedriger waren als in den gleichen Perioden des Jahres 1958. Die gerechneten Werte sind folgende:

12—15. VII. 1959	13,2%
28—30.	22,7%
1—3. VIII.	42,3%

Der niedrige Wert von 12—15. Juli kann dadurch erklärt werden, dass die Vegetation im Stadium des Buschigwerdens war, und das Rispentreiben zwischen den 28—30. noch nicht beendet war; es wickelte sich nur in der darauffolgenden Woche ab.

Im Jahre 1957 begann das Halmsprossen früher (am 6. Juli) als in 1958, aber im Rispentreiben (am 24. Juli) und im Blühen (am 28. Juli) war keine Verspätung. In der Periode des Halmsprossens blieben die Pflanzen zum 6—8 cm hinter denen von 1958; aber in der Periode des Rispentreibens holten sie die Verspätung nach.

Es gab einen wesentlichen Unterschied in der Wasserbedeckung. Im Gegensatz zur 20 cm Wasserbedeckung vom Jahr 1958 wurde in 1957 der Boden sowohl im Reisbestand als auch in der Parzelle mit offenem Wasser von einer 30 cm dicken Wasserschicht bedeckt. So sind die folgenden Angaben orientierenden Charakters: 19.—21. Juli 1957 (Sonnenscheindauer 10,4 Stunden),

Periode des Halmsprossens:	23,0%
4—6. August (Sonnenscheindauer 9,3 Stunden) volles	
Blühen:	34,4%
12—14. August (Sonnenscheindauer 12,4 Stunden) im	
Reifen:	40,4%

Es wirkt störend, dass die gewählten je 3 Tage in Sonnenscheindauer sich von den entsprechenden Tagen von 1958 unterscheiden. Wenn wir aber die verhältnismässig geringere mittlere Sonnenscheindauer von 1959 und die niedrigeren Prozentwerte von 1957 in Betracht nehmen, müssen wir die Dicke des Wassers als einen wichtigen Faktor bezeichnen.

KOPANCS, 19. VII. 1958.

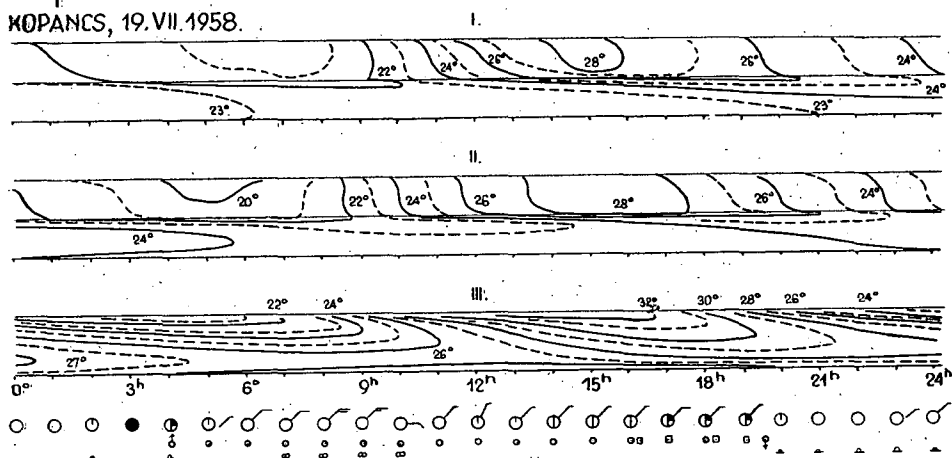


Abb. 9. Temperaturisoplethen. 19. VII. 1958.

Der oberste Teil (I.) der Abbildung enthält die Temperaturisoplethen des Bewässerungswassers und seines Bodens, der mittlere Teil (II.) die Temperaturisoplethen des Offenen Wassers und seines Bodens, der unterste Teil (III.) die Temperaturisoplethen des Sodabodens.

An Hand all dieser Sachen kann man die Wirkung der Vegetation auf den Temperaturgang des Unterwasserbodens als bewiesen betrachten, und man kann feststellen, dass die Vegetation die tägliche Temperaturamplitude der Oberfläche des Unterwasserbodens in sonniger Periode vermindert, und zwar folgendermassen:

in der Periode des Buschigwerdens	<15%
in der Periode des Halmsprossens	15—25%
in der ersten Periode des Rispentreibens	25—35%
in der Periode des Rispentreibens und Blühens	35—45%
in der Periode des milchigen Reifens	40—50%
und sogar mehr als 50%	

Die Richtigkeit der obigen Grenzwerte werden auch von den Angaben bestätigt, die man auf Grund der zehntägigen Mittel der Tabelle XXV. in bezug auf die Oberfläche des Unterwasserbodens, beziehungsweise auf die gemessenen Niveaus der Unterwasserböden ausrechnen kann.

Fassen wir diese B Werten in Tabelle XXX. zusammen.

Tag	0 cm	2 cm	5 cm	10 cm	20 cm
VII.					
12—21.	21,9	7,9	13,2	0,0	14,3
22—31.	23,5	7,1	25,7	4,5	0,0
VIII.					
1—11.	41,1	49,2	41,0	29,6	13,3
12—21.	49,4	61,2	51,3	23,8	28,6
12. VII—					
21. VIII.	36,2	33,3	31,4	23,6	25,4

Im 0 cm-Niveau sondert sich die in der Periode des Halmsprossens beobachtbare mässigere Temperaturschwankung im Boden des Reisbestandes gut ab. Sie vergrössert sich sogar während des Rispentreibens und danach.

In den ersten zwei Dekaden sind die Unterschiede im 2 cm-Niveau noch unbedeutend; die Temperaturmaxima und -minima sind ähnlich. Ähnlich ist die Lage auch in den anderen Niveaus; die prozentigen Werte decken nur Unterschiede von wenigen Graden, da die Temperaturamplituden beider Böden gering sind.

In den Unterschieden, die sich von der dritten Dekade ab zeigen spielt auch die Entwicklung des Wurzelsystems eine bedeutende Rolle, wie wir darauf schon in Verbindung mit Tabelle XXVII. hingewiesen haben. Hier müssen wir noch darauf aufmerksam machen, dass zwar die Wurzeln sogar bis 30 cm hinunterreichen, bekommen schon auch die tieferen Schichten des Bodens eine Rolle im Temperaturgang der 20 cm-Schicht.

Im folgenden fassen wir ganz kurz die wichtigsten Feststellungen über die Temperaturverhältnisse des Unterwasserbodens auf den Feldern von KOPÁNC S.

Die Wasserschicht wirkt mässigend auf den Wärmehaushalt des Bodens und auch modifiziert ihn zeitlich, verursacht also keine Phasenverschiebung. Die 20 cm Wasserschicht ohne Vegetation verzögert das Eintreten der Temperaturmaxima und -minima im darunterliegenden Boden um 4—5 Stunden im Vergleich zu denen der Sodaerde. Unter der 20 cm dicken Schicht des Be-

wässerungswassers des Reises gibt es im allgemeinen eine weitere Phasenverspätung von je einer Stunde.

Im Unterwasserboden sind die Temperaturamplituden kleiner als auf der Soderde; im allgemeinen erreichen sie in den einzelnen Schichten nicht einmal die Hälfte der letzteren; nur an extrem warmen und kühlen Tagen können sie höher als 50% sein.

Im Boden unter dem überschwemmten Reisbestand sind die Temperaturmaxima niedriger als unter dem offenen Wasser; so ist die Erwärmung mässiger; daher sind auch die Minima kleiner von der 5 cm-Schicht abwärts.

Die Temperaturamplituden der Bodenoberfläche unter dem offenen Wasser sind grösser als beim überschwemmten Reisbestand, was eine Folge der Beschattung durch die Vegetation ist. Die Entwicklung des Reises, die Zunahme seiner Masse gehen mit der Zunahme der Beschattung einher. Die Folge davon ist, dass an der Oberfläche des Bodens des Reises die Temperaturamplituden sich vermindern und im Vergleich zum Boden unter dem offenen Wasser 50% erreichen.

Die Temperatur des Wassers in Kopáncs

In diesem Abschnitt berichten wir über unsere Temperaturbeobachtungen im freien Wasser und im Bewässerungswasser des Reises. Die gleichzeitigen Untersuchungen ermöglichen den Vergleich der Unterschiede in der Erwärmung und Abkühlung der zwei Wasserschichten und in den täglichen Temperaturamplituden.

Die Sonnenstrahlung erwärmt die Wasserschicht von oben nach unten, aber bei den Kleingewässern verwandelt sich die durch die Wasserschicht durchringende Strahlung in fühlbare Wärme auch am Grund. Der oberste Teil des Wassers aber wird infolge der Verdunstung in einer dünnen Schicht kälter; so befindet sich die wärmste Wasserschicht unmittelbar darunter. Diese Feststellungen können als allgemeinbekannt angesehen werden, besonders auf Grund der Werke von HÖHNE (1954), SCHMIDT (1927), PICKLER (1939), um das umfassende Werk von GEIGER (1961) nicht zu erwähnen, das eine reiche Bibliographie der mit dieser Sache verbundenen Probleme enthält.

Auf Grund der Aufarbeitung unseres Beobachtungsmaterials von 1958 können wir feststellen, dass der Prozess der Erwärmung nicht immer desselben Charakters war. Die trüben Tage nicht rechnend fanden wir, dass die Erwärmung in den meisten Fällen in 47,4% aller Tage am Wassergrund begann, in 40,4% von der Wasseroberfläche startete. Wenn man aber die heiteren Morgen, als der Himmel mindestens einige Stunden lang vom Sonnenaufgang wolkenlos oder leicht bewölkt war absondert, begann die Erwärmung der Wasserschicht in 90% am Grund.

Unsere Abbildungen, die die Temperaturverhältnisse des Wassers darstellen, bestehen aus drei Teilen. Abb. I. enthält die Temperaturisoplethen des Bewässerungswassers und des Bodens des Reises, Abb. II. die Isoplethen des freien Wassers und seines Bodens und Abb. III. die Temperaturisoplethen des Soderbodens. Die meteorologischen Zeichen berichten über das Wetter.

Zur Darstellung der Erwärmung der Wasserschicht vom Grunde auf zeigen wir hier die Isoplethen der Tage 19., 20. 25. und 26. Juli (Abb. 9., 10., 11., 12.). Es erhellt, dass die Erwärmung vom Grund auf im freien Wasser dauert bis

KOPÁNCES, 20. VII. 1958.

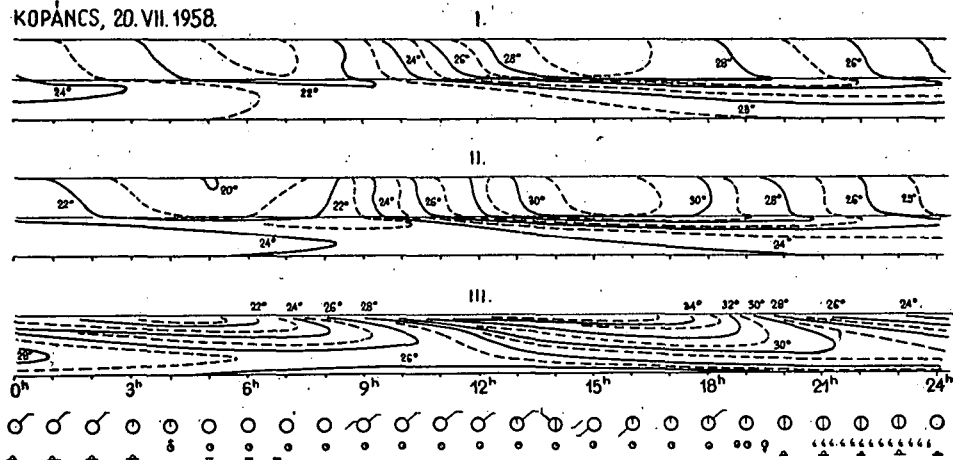


Abb. 10. *Temperaturisoplethen*. 20. VII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

8–9h. Das geschieht auch an anderen Tagen regelmässig, also spielt die Konvektion wahrscheinlich eine Rolle in der Erwärmung von der Oberfläche her.

Zur Erwärmung der Wasserschicht von der Bodenoberfläche her muss man wissen, dass es in den Frühhmorgen und Morgenstunden in der Wasserschicht keine Isothermie gibt, von oben nach unten wärmer ist, was einerseits mit der Ausstrahlung, andererseits mit der Wärmeabgabe aus der Wärmeschicht des Bodens erklärt werden kann. Zwar werden die langwelligen Strahlen der Sonnenstrahlung in grösster Masse im oberen Teil der Wasserschicht absorbiert, ist die Erwärmung der Wasserschicht am wärmeren Wassergrund

KOPÁNCES, 25. VII. 1958.

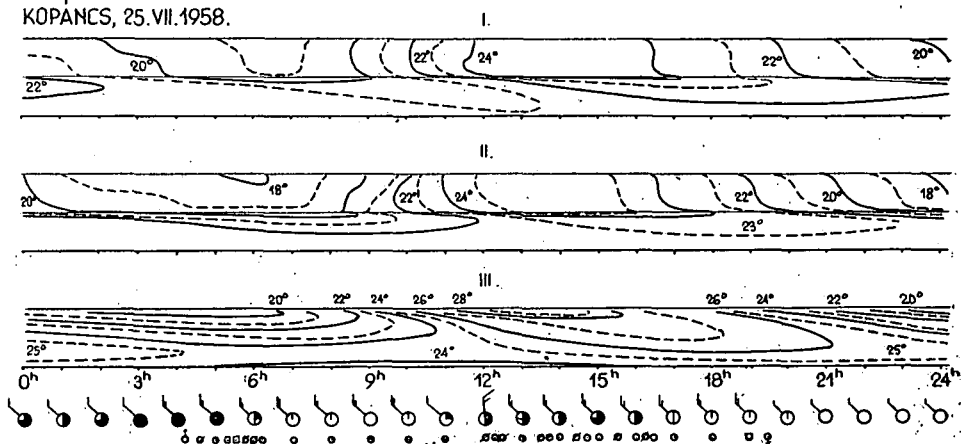


Abb. 11. *Temperaturisoplethen*. 25. VII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

KOPANCS, 26. VII. 1958.

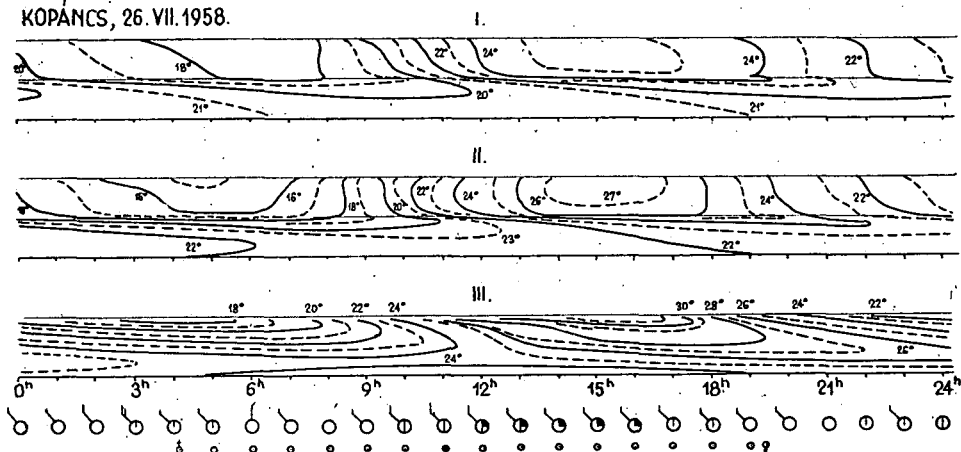


Abb. 12. Temperaturisoplethen. 26. VII. 1958.
Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

rascher. Unter dem Einfluss all dieser Faktoren kommt zwischen 8 und 9 Uhr Isothermie für eine kurze Zeit zustande; dann vollzieht sich die Erwärmung des Wassers von der Wasseroberfläche her; unter der Wirkung der Strahlung wandert die am Wassergrund entstandene Wärme in den Boden bis zur sinkenden Konvergenzlinie.

Als es im Zeitpunkt des Temperaturminimums der Wasserschicht beinahe Isothermie besteht, ist die Erwärmung an der Wasseroberfläche grösser als am Wassergrund. So neigt der Ablauf der Temperaturisoplethen annähernd von

Tabelle XXXI.

Die Maxima und Minima der Wassertemperatur im freien Wasser (a)
und im Bewässerungswasser des Reises (b)

Bewölkung		Maximum °C cm im Wasser					Minimum °C cm im Wasser				
		20	15	10	5	1	20	15	10	5	1
0,0—2,4	a.	29,8	30,5	31,0	31,1	30,9	21,6	21,2	21,0	20,9	20,6
	b.	27,3	28,2	28,7	29,0	29,0	21,9	21,8	21,6	21,5	21,3
	Δ	2,5	2,3	2,3	2,1	1,9	—0,3	—0,6	—0,6	—0,6	—0,7
2,5—4,4	a.	29,3	30,2	30,8	30,9	30,8	21,7	21,3	21,2	21,0	20,7
	b.	26,7	28,0	28,5	28,7	28,8	21,9	21,7	21,6	21,5	21,3
	Δ	2,6	2,2	2,3	2,2	2,0	—0,2	—0,4	—0,4	—0,5	—0,6
4,5—6,4	a.	26,3	26,6	26,7	26,7	26,7	21,1	20,5	20,2	20,1	20,0
	b.	25,1	25,5	25,9	25,9	25,9	21,3	21,0	20,8	20,7	20,5
	Δ	1,2	1,1	0,8	0,8	0,8	—0,2	—0,5	—0,6	—0,6	—0,5
0,0—10,0	a.	28,6	29,2	29,6	29,7	29,6	21,4	21,0	20,8	20,6	20,4
	b.	26,4	27,2	27,8	27,9	28,0	21,7	21,5	21,4	21,2	21,1
	Δ	2,2	2,0	1,8	1,8	1,6	—0,3	—0,5	—0,6	—0,6	—0,7

KOPANCS, 16. VII. 1958.

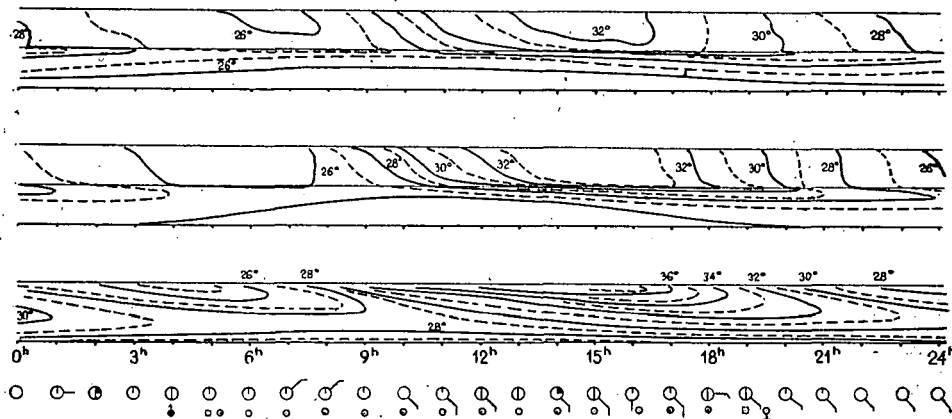


Abb. 13. Temperaturisoplethen. 16. VII. 1958.
Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

KOPANCS, 12. VIII. 1958.

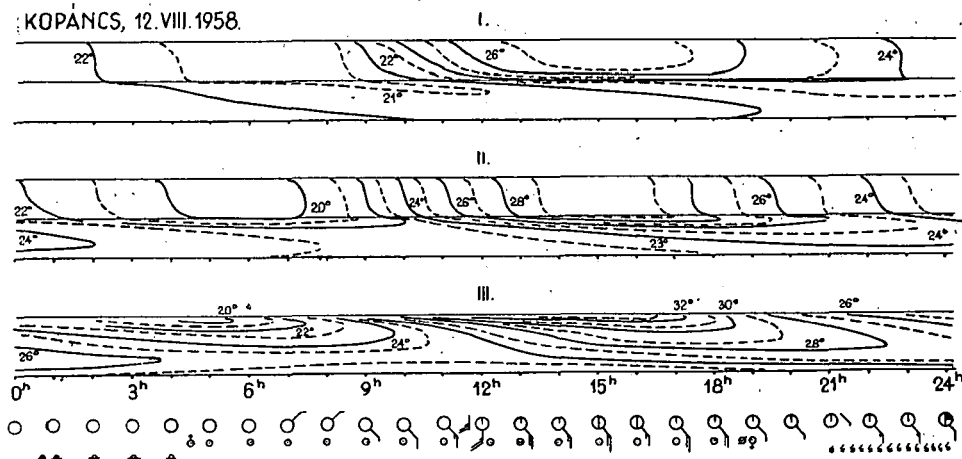


Abb. 14. Temperaturisoplethen. 12. VII. 1958.
Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

links nach rechts. Das zeigen auch die Zeichnungen vom 16. Juli und 12. August (Abb. 13., 14.).

Bei den Isoplethen haben wir bei den Isothermen die die Wasseroberfläche erreichen die Neigung nach rechts nur dann gezeichnet, wenn die Wassertemperaturwerte in 5 und 1 cm, bzw. 2,5 und 1 cm diese Linienführung erforderten. Das zeigt, dass die Temperatur in der obersten einige cm dicken Schicht des Kleingewässers infolge der Verdunstung niedriger ist. Wenn wir auf dem in 1 cm gelegenen Thermometer höhere Werte fanden als darunter, verbanden wir die Lufttemperaturisoplethen mittels sich anschmiegender Kur-

KOPANCS, 13. VII. 1958.

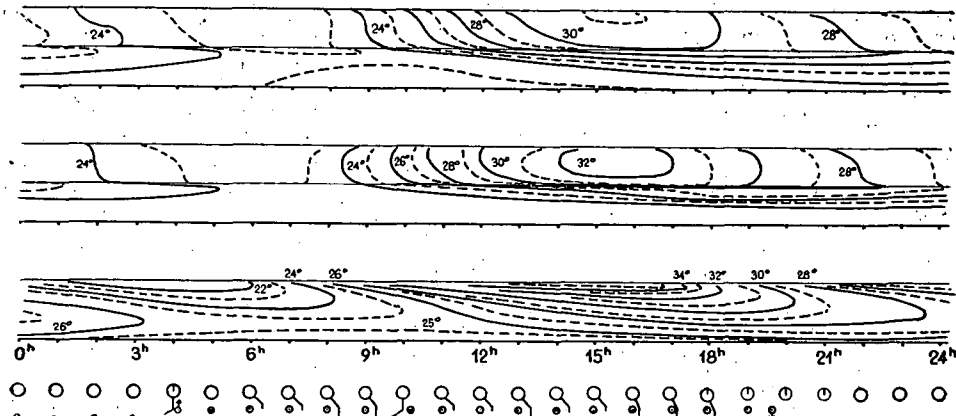


Abb. 15. Temperaturisoplethen. 13. VII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

KOPANCS, 14. VII. 1958.

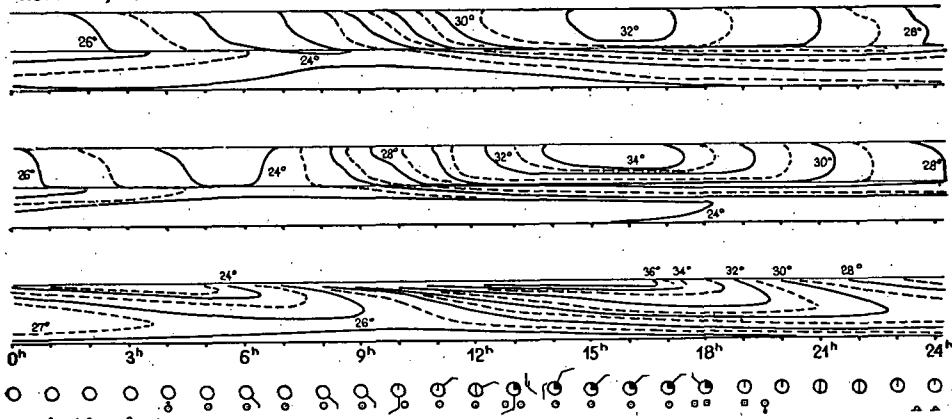


Abb. 16. Temperaturisoplethen. 14. VII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

ven mit den Wassertemperaturisoplethen. Das konnte um so leichter gemacht werden, weil die Temperatur der Wasseroberfläche in der Erwärmung sowie auch in der Abkühlung meist hinter der Temperatur der darüberliegenden Luft bleibt. Das bedeutet aber nicht, dass es in diesen Fällen an der Oberfläche keine Wärmeverlust durch Verdunstung gibt, sondern dass die Wirkung derselben sich nur auf einige mm erstreckt.

Diese Linienführung der Isothermen kann in den Diagrammen der Tage 16., 19., 20. Juli und 12. August gut gesehen werden (S. Abb. 13., 9., 10., 14.).

In 47,4% unseres Beobachtungsmaterials war die oberste, einige cm dicke Schicht des Wassers am kühlgsten, während in 39,5% nur die Wasserober-

fläche weniger warm sein kann; in 13,1% erlaubte das Wetter *bedeutendere* Verdunstung nicht. Dass der oberste Teil der Wasserschicht kühler war, kann man in den Diagrammen vom 13. und 14. Juli gut sehen. (Abb. 15., 16.)

Auffallend ist in diesen Diagrammen die starke Schichtung der Wasserbedeckung. Besonders im Isoplethendiagramm ist der Unterschied in der Temperatur zwischen den 10 und 20 cm Schichten sehr gross, ungefähr 5°

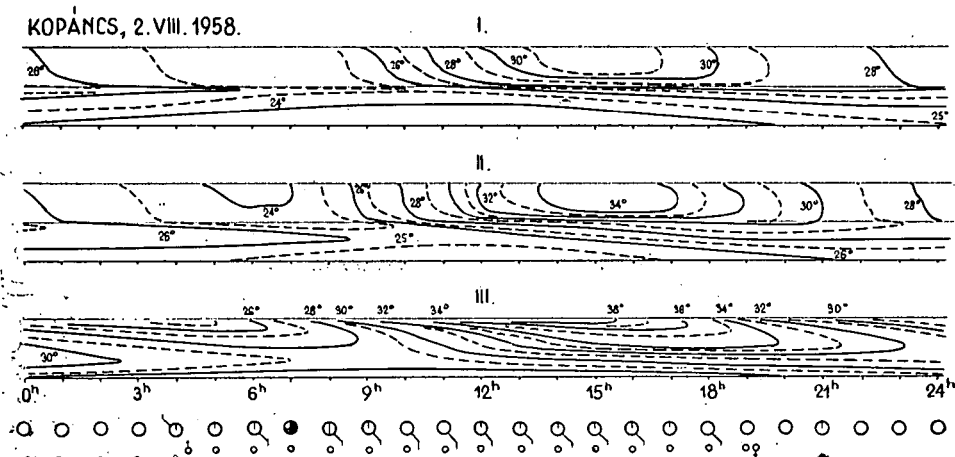


Abb. 17. *Temperaturisoplethen*. 2. VIII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

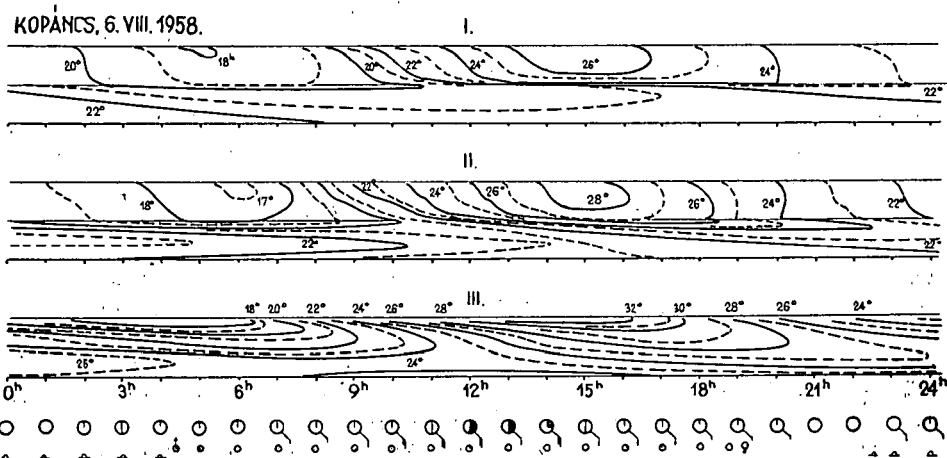
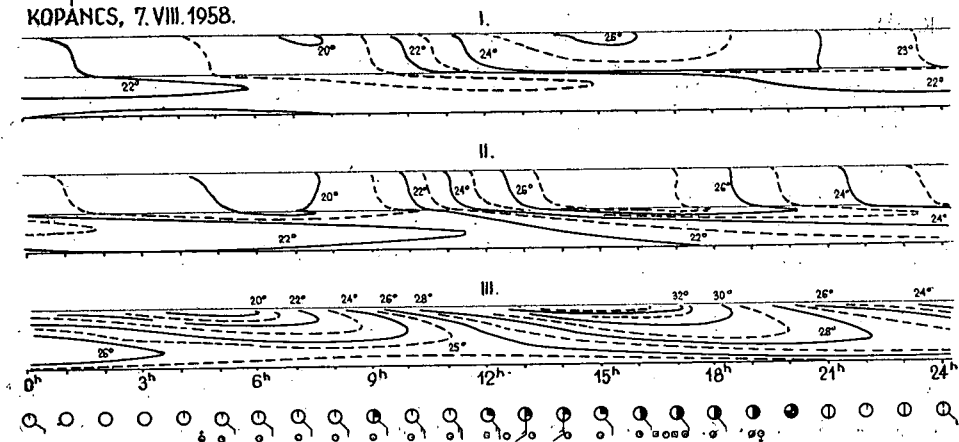


Abb. 18. *Temperaturisoplethen*. 6. VIII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

Abb. 19. *Temperaturisoplethen*. 7. VIII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

zwischen 12—18 Uhr. Die Bodenoberfläche erwärmte sich auf 30° aber darunter in 2 cm war die Temperatur nur 28°; so begann die Abkühlung der Wasserschicht nach 19 Uhr auch unter dem Einfluss des Bodens.

Dieser Fall widerspricht der natürlichen Annahme, dass die Abkühlung der kleinen Wasserschichten von oben nach unten geschieht. Wenn man die untersuchten 46 Tage von diesem Gesichtspunkt überblickt, sieht man, dass der Prozess der Abkühlung ausser der Oberfläche auch vom Grund begann in 47,4%, nur von der Wasseroberfläche in 34,2%. Die übrigen 18,4% umfassen die Fälle, als der tägliche Temperaturgang von trübem, regnerischem, stürmischem Wetter gestört wurde. Es muss bemerkt werden, dass die Abkühlung der Wasserschicht auch in diesem letzteren Falle von oben nach unten erfolgte.

Die zweierlei Prozesse der Abkühlung der Wasserschicht hängen mit dem Zustand der maximalen Erwärmtheit der Wassermasse zusammen. In dem einen Fall gibt es einen stabilen Zustand mit starker Temperaturschichtung, im anderen Fall steht die Temperaturverteilung des Wassers der Isothermie nahe. Beim stabilen Zustand dringt Wärmeströmung in einer Richtung in den Boden — von den angegebenen Diagrammen — am 2. August bis 21^h, am 6. August bis 17^h30^m, nur danach bildet sich die Wärmeschicht wovon auch schon die Bodenoberfläche (der Wasserboden) Wärme bekommt. Danach setzt sich die Abkühlung der Wasserschicht von der Oberfläche her bis zur Erwärmung am Morgen fort. (Abb. 17., 18.)

Im Falle des der Isothermie nahen Zustandes nimmt die oberste Schicht des Bodens die Temperatur des Wassers über und verhindert am Grund die Abkühlung der Wasserschicht von der Oberfläche her zu Beginn der Abkühlung. Diese Wirkung bleibt mit der verhältnismässig raschen Ausbildung der Wärmeschicht erhalten und wird sogar stärker. Siehe die Abb. 19., 20. die, die Verhältnisse am 7. und 9. August darstellen. (Die Wärmeschicht kann in der weiss- und schwarzen Abbildung auch hier nicht gezeichnet werden, aber

KOPÁNC, 9. VIII. 1958.

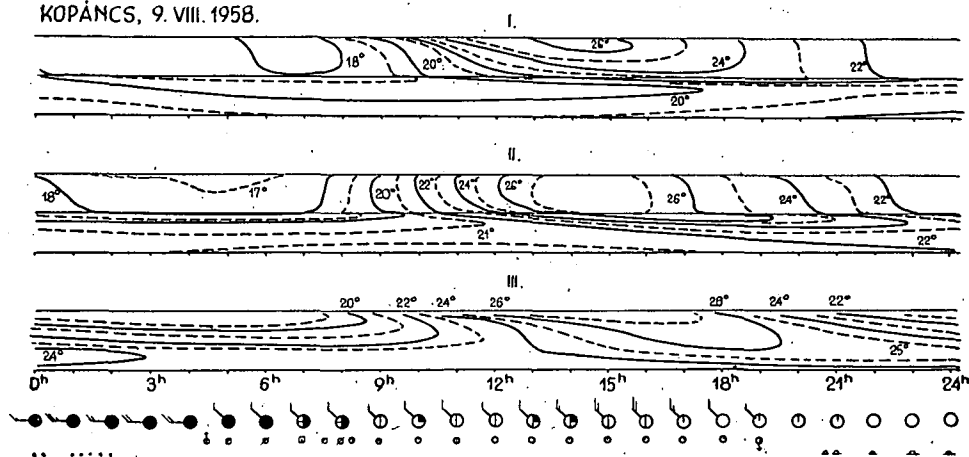


Abb. 20. *Temperaturisoplethen*. 9. VIII. 1958.
Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

sie können aus dem Ablauf der Isoplethen des Bodens unter dem Wasser gut verfolgt werden.)

Die Temperaturverhältnisse des Bewässerungswassers des Reises können einfacher verfolgt werden. Die Erwärmung der Wasserschicht geht praktisch immer von der Wasseroberfläche aus, höchstens startet sie gleichzeitig auch von der Bodenoberfläche. Um Mittag in der Periode der Erwärmtheit ist das Bewässerungswasser vom Gesichtspunkt der Temperatur immer geschichtet. Ein der Isothermie nahe Zustand kommt nur in trüber und stark bewölkter

KOPÁNC, 22. VII. 1958.

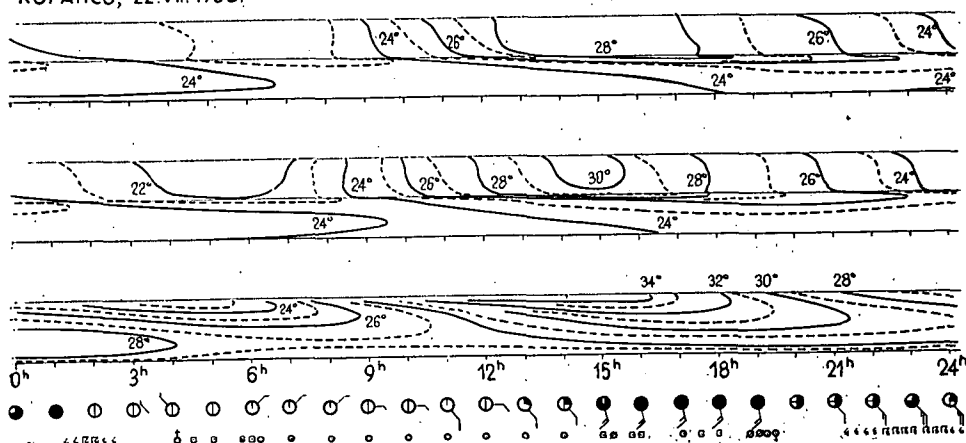


Abb. 21. *Temperaturisoplethen*. 22. VIII. 1958.
Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9.

Periode vor (Abb. 11., 21.). Demgemäss findet der Prozess der Abkühlung nur unter diesen Wetterverhältnissen in einer Richtung, von oben nach unten, statt. Die Abkühlung des Bewässerungswassers des Reises ist in 78,9% in zwei Richtungen, in 21,1% in eine Richtung gerichtet.

Der Vollständigkeit halber muss noch bemerkt werden, dass nach dem Ablauf der Isoplethen die Temperatur in der 1 cm Schicht der Oberfläche des Bewässerungswassers am Vormittag nur bei zwei Gelegenheiten tiefer ist als in 5 cm. (S. Abb. 11.)

Die partiellen Abweichungen des Bewässerungswassers des Reises vom freien Wasser in der Erwärmung und Abkühlung sind zweifellos in Zusammenhang mit dem *beschattenden Effekt des Reisbestandes* und folglich mit der tieferen Temperatur des Bodens des Reises.

Ein interessanter Prozess konnte am trüben, regnerischen Tag des 8. August (Abb. 22.) beobachtet werden. Sowohl der Boden unter freiem Wasser als auch der Boden des Reisbestandes waren wärmer als die Wasserschicht. Die diffuse Strahlung erhöhte die Temperatur der Wasseroberfläche nicht. Dagegen stieg die Temperatur der Wasserschicht auf der Parzelle mit wärmerem Boden und freiem Wasser in den Mittags- und Nachmittagsstunden von unten nach oben, wenn auch in geringerem Masse. Die Temperatur der Oberfläche des Bewässerungswassers des Reisbestandes sank, am Bodenniveau stieg in einer kleinen Schicht. Aus all dem kann man folgern, dass *der Boden als Wärmequelle eine nicht vernachlässigbare Rolle im Wärmehaushalt der Kleingewässer spielt.*

Die oben erwähnten kurz zusammenfassend kann man feststellen, dass an heiteren Sommertagen

1. *die Kleingewässer morgens meist beim Wassergrund sich zu erwärmen beginnen;*
2. *am Vormittag die durch Verdunstung verursachte kühlende Wirkung sich in 50% der Fälle auf mehr als 1 cm Schicht der Wasseroberfläche ausbreitete;*
3. *wenn in der Periode der Erwärmtheit die Wasserschicht stark geschichtet und stabil ist, ihre Abkühlung nicht nur von oben sondern auch vom Bodenniveau beginnt und die Abkühlung in einer Richtung, von der Wasseroberfläche nach dem Boden nur später erfolgt, dagegen*
4. *wenn es in der Periode der Erwärmtheit beinahe Isothermie gibt, die Abkühlung immer von der Wasseroberfläche nach den tieferen Schichten geht;*
5. *in den Perioden der Abkühlung des Wassers in einer Richtung der Boden unter dem Wasser die Abkühlung der Wasserbodenschicht verzögert;*
6. *die Erwärmung des Bewässerungswassers des Reises von der Wasseroberfläche ausgeht,*
7. *in der Periode der Erwärmtheit das Bewässerungswasser des Reises stark geschichtet ist und infolge dessen*
8. *die Abkühlung gewöhnlich auch von der Wasseroberfläche und von der Bodenoberfläche beginnt;*
9. *bei trübem Wetter, wenn der Boden unter dem Wasser wärmer ist als das Wasser, der Boden das Wasser von der Bodenschicht erwärmt.*

Im folgenden werden wir die Temperaturmaxima und -minima der untersuchten 20 cm Wasserschichten und natürlich ihre Unterschiede, die Temperaturamplituden in den verschiedenen Wasserniveaus zahlenmässig kennen.

Tabelle XXXII.

Die täglichen Amplituden der Temperatur im freien Wasser (a) und im Bewässerungswasser des Reises (b)

Bewölkung		cm im Wasser				
		20	15	10	5	1
0,0— 2,4	a.	8,2	9,3	10,0	10,2	10,3
	b.	5,4	6,4	7,1	7,5	7,7
	Δ	2,8	2,9	2,9	2,7	2,6
2,5— 4,4	a.	7,6	8,9	9,6	9,9	10,1
	b.	4,8	6,3	6,9	7,2	7,5
	Δ	2,8	2,6	2,7	2,7	2,6
4,5— 6,4	a.	5,2	6,1	6,5	6,6	6,7
	b.	3,8	4,5	5,1	5,2	5,4
	Δ	1,4	1,6	1,4	1,4	1,3
0,0—10,0	a.	7,2	8,2	8,8	9,1	9,2
	b.	4,7	5,7	6,4	6,7	6,9
	Δ	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3

Nach dem im vorigen Teil gesagten wissen wir schon, dass die höchsten und niedrigsten Temperaturwerte an der Wasseroberfläche, bzw. in der obersten 1—2 cm Schichten zu finden sind. Die Wahrheit ist, mindestens nach unseren Messungen in K O P Á N C S zu urteilen, dass die stärkste Erwärmung nicht immer an der Oberfläche ist, aber das Minimum der Abkühlung sich immer dort befindet.

Die grössten Temperaturunterschiede der Wasseroberfläche und der dieser nahen Schichten wurden auch von W. SCHMIDT (1927), W. PICHLER (1939), W. HÖHNE (1954), D. H. H. KÜHLMANN (1960) bestimmt. Sie führten ihre Untersuchungen in anderen Wassertiefen und unter anderen Umgebungsverhältnissen als die Untersuchungen in K O P Á N C S aus. So findet man besonders wichtige Abweichungen bei der Verminderung der mit der Wassertiefe zusammenhängenden Temperaturamplitude.

Tabelle XXXIII.

Die täglichen Temperaturamplituden des freien Wassers (a) und des Bewässerungswassers des Reises (b) im % der 1 cm-Wasserschicht

Bewölkung		cm im Wasser				
		20	15	10	5	1
0,0— 2,4	a.	79,6	90,3	97,1	99,0	100,0
	b.	70,1	83,1	92,2	97,4	100,0
	Δ	75,2	88,1	95,0	98,0	100,0
2,5— 4,4	b.	64,0	84,0	92,0	97,3	100,0
	a.	77,6	91,0	97,0	98,5	100,0
	Δ	70,4	83,3	94,4	96,3	100,0
4,5— 6,4	a.	78,3	89,1	95,7	98,9	100,0
	b.	68,1	82,6	92,8	97,1	100,0
	Δ	78,3	89,1	95,7	98,9	100,0

Bevor wir aber die Temperaturamplituden untersuchen würden, müssen wir uns mit den Temperaturmaxima und -minima des Wassers beschäftigen.

Wir haben das Beobachtungsmaterial auch hier nach den Graden der Bewölkung wie bei der Darstellung der Bodentemperaturamplituden aufgeteilt und die durchschnittlichen Maxima und Minima in Tabelle XXXI. im Bezug sowohl auf das freie Wasser als auch das Bewässerungswasser zusammengefasst.

Aus der Tabelle sieht man, dass die höchsten durchschnittlichen Maxima des freien Wassers in 1 cm, nahe der Wasseroberfläche, sondern mit Ausnahme der überwiegend trüben Tage in der 5 cm-Schicht zu finden sind. Das heisst, die kühlende Wirkung der Verdunstung zeigt sich auch in den mittleren Werten. Zwischen den Wassertemperaturmaxima im oberen Teil der Wasserschicht sind sehr kleine Unterschiede (0,1—0,2°) zu finden; im unteren Teil (zwischen 10 und 20 cm) sind die Temperaturunterschiede viel grösser; sie erreichen auch 1,5°C. Ähnlich verhält sich die Sache im Bewässerungswasser des Reises, aber infolge der Beschattung des Reisbestandes ist die Temperatur in der 1 cm-Wasserschicht ebenso hoch oder höher als in der 5 cm-Schicht.

Die Unterschiede zwischen den Temperaturmaxima des freien Wassers und des Bewässerungswassers des Reises steigern sich in allen Fällen von der Wasseroberfläche bis zum Bodenniveau im Durchschnitt gesamter Tage zwischen 1,6 und 2,2°. Bei ganz trübem Wetter (wegen der kleinen Anzahl der Tage in die Tabelle nicht aufgenommen) ist der Unterschied nur einige Zehntel Grad. Auch bei überwiegend trübem Wetter sind die Unterschiede gering; in den oberen 10 cm 0,8, in den unteren 5 cm 1,1—1,2. Am grössten sind die Unterschiede in den nach der Bewölkung zwei ersten Kategorien und innerhalb deren im Bodenniveau 2,5—2,6°.

All das beweist, dass die Schattenwirkung der Vegetation, des Reisbestandes zur Geltung kommt. Am kleinsten sind die Unterschiede in den Maxima der zwei Wasserschichten wenn der Himmel überwiegend bewölkt ist, also wenn meist diffuse Strahlung kommt, und am kleinsten sind sie in der Periode der Sonnenstrahlung wenn das Temperaturmaximum auch im Bodenniveau des freien Wassers bedeutend ist.

Tabelle XXXIV.

Die täglichen Temperaturamplituden des freien Wasser (a) und des Bewässerungswassers des Reises (b) im % der Temperaturschwankungen der heiteren Tage

Bewölkung		cm im Wasser				
		20	15	10	5	1
0,0—2,4	a.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	b.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
2,5—4,4	a.	92,7	95,7	96,0	97,2	98,1
	b.	88,9	98,4	97,2	96,0	97,4
4,5—6,4	a.	63,4	65,6	65,0	64,7	65,0
	b.	70,4	70,3	71,8	69,3	70,1
6,5—10,0	a.	87,8	88,2	88,0	89,2	89,3
	b.	87,0	89,0	90,0	89,2	89,6

Tabelle XXXV.

Die Unterschiede der täglichen Wassertemperaturamplituden

a = freies Wasser — Sodaboden

b = Bewässerungswasser des Reises — Sodaboden

Bewölkung		cm im Wasser				
		20	15	10	5	1 und 2
0,0— 2,4	a.	5,0	3,3	2,3	—0,5	—3,2
	b.	2,2	0,4	—0,6	—3,2	—5,8
2,5— 4,4	a.	4,7	3,3	2,6	0,1	—2,2
	b.	1,9	0,7	—0,1	—2,6	—4,8
4,5— 6,4	a.	2,8	1,7	0,8	—1,2	—3,1
	b.	1,3	0,2	—0,6	—2,6	—4,4
0,0—10,0	a.	4,3	2,9	2,0	—0,3	—2,5
	b.	1,7	0,4	—0,4	—2,7	—4,8

Viel geringere Unterschiede findet man in den Minima der zwei Wasserschichten. Dann sind die Temperaturunterschiede nahe der Wasseroberfläche am grössten. Immer ist die Oberfläche des freien Wassers am kältesten; die 1 cm-Schicht des Bewässerungswassers ist um 0,7, 0,6 und 0,5° wärmer. Das Bodenniveau ist im freien Wasser im allgemeinen um 1°, beim Reis um 0,6° wärmer als die 1 cm Wasserschicht.

Die Unterschiede zwischen den Minima der zwei Wasserschichten beweisen, dass der Reisbestand in der Verhinderung der Ausstrahlung eine kleinere Rolle spielt als in der Verhinderung der Einstrahlung. Das ist auch verständlich wenn man überlegt, dass die Beschattung in der Periode der Sonnenstrahlung stets dauert und sich ununterbrochen eben den Einfallswinkeln der Sonnenstrahlung entsprechend verändert. Dagegen ist die Ausstrahlung senkrecht auf die Oberfläche und die Vegetation wegen der reihenförmigen Saat die geringste Wirkung gegen den Zenit ausübt.

Es ist überraschend, dass die niedrigsten Temperaturminima eben an vorwiegend trüben Tagen von der Oberfläche bis zum Boden in allen Schichten zu finden sind. Die Erklärung dafür ist, dass in diesen 24stündigen Perioden besonders die Tage bewölkt waren und darum sind die Temperaturmaxima niedriger als gewöhnlich. Nachts bei meist veränderlich trübem Wetter sank die Temperatur der Wasserschichten mit verhältnismässig kleineren Wärmeverräten auf ungefähr 20°.

Die niedrigsten Wassertemperaturen wurden aber nicht an zu dieser Kategorie gehörenden Tagen gemessen. Temperaturen unter 17° in 1 cm unter der Wasseroberfläche wurden am 26. Juli, am 6. und 9. August gemessen, und zwar in derselben Reihenfolge 14,7, 16,5 und 16,7°C. Diese waren heitere Tage, nur der 9. August war wolkig.

Am 26. Juli war die Erwärmung des Wassers infolge der geringeren Sonnenscheindauer der vorhergehenden Tage (am 23. 3,7, am 24. 8,1 Stunden) und der tieferen Temperatur der Wasserschicht noch immer gemässigt (Max.: 25,9, Min.: 17,8°C). Am Morgen des 26. nach einer wolkenlosen Nacht stieg die Temperatur der sehr kalten Wassermasse trotz der ungestörten Sonnenstrahlung auf 27,5°C in 1 cm. Mit dieser mässigen Erwärmung aber wegen des niedrigen Minimums massen wir die grösste Temperaturamplitude an

KOPANCS, 8. VIII. 1958.

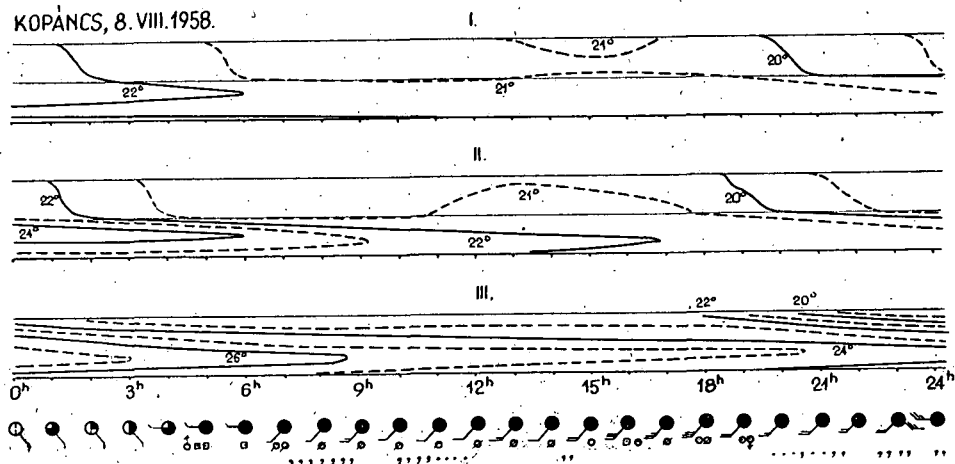


Abb. 22. Temperaturisoplethen. 8. VIII. 1958.

Für Zeichenerklärung siehe Abb. 9:

Tabelle XXXVI.

Die zehntägigen Durchschnitte der 24-stündigen Mittel der Wassertemperatur im freien Wasser (W) und im Bewässerungswasser des Reises (R)

Unter der Wasseroberfläche.	11—20. VII.		21—30. VII.		31. VII—10. VIII.		11—20. VIII.		11. VII—20. VIII.	
	W	R	W	R	W	R	W	R	W	R
1 cm	26,7	26,4	23,7	23,5	24,1	24,1	24,6	24,3	24,8	24,6
10 cm	26,6	26,4	23,9	23,6	24,2	23,9	24,7	24,2	24,9	24,5
20 cm	26,0	25,9	23,9	23,2	24,1	23,6	24,8	23,7	24,7	24,1

diesem Tag in 1,5 und 10 cm mit 12,8, 12,7 und 12,3°C. In den 15 und 20 cm-Niveaus war die Temperaturschwankung mit 11,4 und 9,8°C am 27. am grössten. Die geringsten Temperaturschwankungen kamen am 4., 8. und 13. August vor und erreichten nicht einmal 4°.

Die höchsten Temperaturmaxima des Wassers massen wir am 14., 15. und 16. Juli, und zwar in 1 cm 34,8, in 5 cm 34,9, in 10 cm 34,6, in 15 cm 33,9 und in 20 cm 32,7°C. Die niedrigsten Wassertemperaturmaxima fanden wir am 4. und 8. August beim freien Wasser von oben zum Boden mit den Werten 22,0—23,5 bzw. 22,4—23,0°C. An diesen zwei Tagen war die Temperatur des Bewässerungswassers des Reises 23,9—24,9 (am 4. August) und 22,4—22,6 (am 8. August) °C.

Die grössten täglichen Temperaturamplituden treten zweifellos an heiteren Tagen auf. Das beweist Tabelle XXXII. und die grossen täglichen Schwankungen zeigen sich nicht nur in 1. cm, sondern auch im Bodenniveau. Aus der Tabelle kann man sehen, dass mit der Zunahme der Bewölkung die Temperaturamplituden sowohl im freien Wasser als auch im Bewässerungswasser des Reises sich vermindern. Es ist auch ersichtlich, dass die Extremwerte der Wassertemperatur in beiden Wasserschichten auch mit der Tiefe kleiner werden.

Bei der verschiedenen Bewölkung drücken wir die Verminderung der Temperaturamplituden im % der Temperaturschwankungen der 1 cm-Wasserschicht aus (Tabelle XXXIII.). Auf Grund der obigen kann man feststellen, dass die Temperaturschwankungen im freien Wasser bis zum 10 cm-Schicht nur um 5% geringer sind, in 15 cm nach einer Bewölkung von 9—12% und nur im Grundniveau steigt dieser Wert auf 20—25%. Im Bewässerungswasser des Reises ist der Unterschied im Vergleich zur 1 cm-Wasserschicht in 10 cm 6—8, in 15 cm 16—17 und im Grundniveau 30—36%.

Die Wassertemperaturschwankungen des heiteren Wetters verfolgen annähernd proportional die Tage mit einer Bewölkung von 2,5—4,4 und 4,5—6,4 nach Tabelle XXXIV. Bei wölkigem Wetter im freien Wasser nimmt die prozentige Proportion in der oberen 15 cm Schicht mit der Tiefe ab, aber die Abweichungen sind nicht bedeutend. An trüben Tagen sind die Temperaturamplituden in allen Schichten des Bewässerungswassers des Reises um rund 30% geringer als an heiteren Tagen. Dagegen ist der Unterschied im freien Wasser grösser an diesen Tagen; die Amplituden sind im allgemeinen um 35% geringer.

Das beweist, dass die Bewölkung mit der modifizierenden Wirkung der direkten Strahlung auf die täglichen Temperaturamplituden aller Schichten der Kleingewässer einheitlich wirkt. Im Vergleich zum heiteren Wetter vermindern sich die Temperaturschwankungen in beinahe gleichem Prozent. Grössere Unterschiede konnten nur im Grundniveau gefunden werden und das kann auf die Temperaturwirkung des Bodens unter dem Wasser zurückgeführt werden.

Da Temperaturmessungen sowohl im Bewässerungswasser des Reises als auch im freien Wasser zur gleichen Zeit ausgeführt wurden wie beim Sodaboden, können die Unterschiede der Temperaturamplituden verglichen werden. Diese Werte sind in Tabelle XXXV. enthalten. Natürlich kann der Unterschied der 1 cm-Schicht des Wassers und der 2 cm-Schicht des Bodens nicht genau verglichen werden.

Die Tabelle zeigt was wegen des verschiedenen Wärmehaushaltes des Wassers und des festen Bodens zu erwarten war; *die oberste Schicht des Bodens erwärmt sich und kühlt sich ab mehr als die Wasserschicht, dagegen sind die bedeutend grösseren Temperaturschwankungen im unteren Teil der kleinen Wasserschicht im Wasser.*

Wenn man auf Grund der Unterschiede in der Tabelle die sich anschmiegenden Kurven zeichnet, kann man feststellen, dass die Temperaturschwankung bei heiterem Wetter im freien Wasser und im Sodaboden in 6 cm gleich ist und die Schicht mit gleicher Temperaturamplitude im Bewässerungswasser des Reises annähernd in 12,5 cm liegt.

Praktisch berichten uns die Angaben der Tabelle XXXV. was für Temperaturschwankungen im Wasser bei einer 20 cm tiefen Überschwemmung zu erwarten sind wenn man die Temperaturamplituden des Sodabodens vor der Bewässerung kennt.

Nachdem wir die täglichen Temperaturmaxima und -minima und die Temperaturamplituden des Wassers kennengelernt haben, lasst uns seinen Tagesgang behandeln. Bevor wir das tun aber, überblicken wir die wirklichen Temperaturmittel, die in Tabelle XXXVI. enthalten sind.

Daraus erhellt, dass es zwischen der Temperatur des freien Wassers und der des Bewässerungswassers des Reises nach den 10-tägigen wahren Mitteln

keinen grossen Unterschied gibt; die nicht unbedeutenden Unterschiede zwischen den Temperaturamplituden des freien Wassers und des Bewässerungswassers des Reises kompensieren sich in den wahren Mitteln. Die einigen Zehntel Grade um die das freie Wasser wärmer ist als das Bewässerungswasser des Reises können auf die Unterschiede der Temperaturmaxima der beiden Wasserschichten zurückgeführt werden.

Tabelle XXXVII.

Die Häufigkeit der Wassertemperaturminima in % an Tagen mit einer Bewölkung von 0,0—4,4 im freien Wasser (a) und im Bewässerungswasser des Reises (b)

Unter der Wasseroberfläche		Uhr			
		5	6	7	8
1 cm	a.	55,6	44,4		
	b.	17,2	51,7	31,1	
10 cm	a.	37,0	59,3	3,7	
	b.	3,8	46,2	50,0	
20 cm	a.	3,7	65,5	30,8	
	b.	3,7	22,2	48,2	25,9

Tabelle XXXVIII.

Der Häufigkeit der Wassertemperaturmaxima in % an Tagen mit einer Bewölkung von 0,0—4,4 im freiem Wasser (a) und im Bewässerungswasser des Reises (b)

Unter der Wasseroberfläche		Uhr							
		13	14	15	16	17	18	19	20
1 cm	a.		30,4	65,2	4,4				
	b.	18,5	18,5	44,5	18,5				
10 cm	a.		15,4	61,5	23,1				
	b.		11,5	46,2	38,5	3,8			
20 cm	a.		3,7	18,5	33,3	37,0	7,5		
	b.		4,9	12,2	24,4	26,8	17,1	9,7	4,9

Tabelle XXXIX.

Die Häufigkeit der Wassertemperaturminima in % im freien Wasser (a) und im Bewässerungswasser des Reises (b)

Unter der Wasseroberfläche		Uhr					
		4	5	6	7	8	9
1 cm	a.	3,7	42,6	42,6	7,3	1,9	1,9
	b.		18,0	48,0	32,0	2,0	
10 cm	a.	3,8	30,2	52,8	13,2		
	b.		2,2	44,4	46,7	6,7	
20 cm	a.		19,0	44,8	29,3	6,9	
	b.		2,1	23,4	46,8	23,4	4,3

Tabelle XL.

Die Häufigkeit der Wassertemperaturmaxima in % im freien Wasser (a) und im Bewässerungswasser des Reises (b)

Unter der Wasseroberfläche		Uhr									
		12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1 cm	a.	2,2	6,7	22,2	48,9	17,8	2,2				
	b.		8,7	21,7	45,7	19,6	4,3				
10 cm	a.		2,1	19,1	40,4	31,9	6,5				
	b.			11,6	44,2	37,2	7,0				
20 cm	a.	2,1		4,2	18,7	41,7	25,0	6,3			2,0
	b.		1,4	4,1	8,5	18,3	26,8	18,3	14,1	8,5	

Vom ersten zehntägigen Mittel abgesehen, als der Himmel weniger bewölkt war (S. Tabelle I.) und die Vegetation sich nur in der Phase des Halmsprossens befand, war das freie Wasser im Bodenniveau um 0,5—1,1°C wärmer, was die Schattenwirkung des Reises beweist. In den letzten drei Dekaden sind die Temperaturwerte des freien Wassers beinahe dieselben, während der Temperaturunterschied zwischen der 10 cm- und der 20 cm-Schicht im Bewässerungswasser der Reises zunimmt, was wiederum die Rolle des Pflanzenbestandes beweist.

In den Tagesgängen der Wassertemperaturen zeigen sich Unterschiede nicht nur in den Amplituden, sondern besonders in den Zeitpunkten des Eintritts der Minima, also in den Zeitpunkten des Beginns der Erwärmung der Wasserschicht.

Über die Häufigkeit der Zeitpunkte der Wassertemperaturminima und -maxima haben wir eine Tabelle zusammengestellt.

In einer anderen Tabelle haben wir die verhältnismässig heiteren Tage mit 0,0—4,4 Bewölkung auf Grund der wahren Mittel der Bewölkung. Bei den Minima sieht man, dass die Streuung im freien Wasser gering und im Bewässerungswasser des Reises nur wenig grösser ist. Wenn man den grössten prozentigen Wert der beiden Wasserschichten vergleicht, kann man feststellen, dass im Vergleich zu den im freien Wasser auftretenden Minima verzögern sie sich im Bewässerungswasser eine Stunde. Im allgemeinen findet man das Minimum meist um 5 und 6 Uhr in der 1- und 10 cm-Schicht, um 6 und 7 Uhr in der 20 cm-Schicht. Daraus kann man die mit der Tiefe auftretenden Phasenverspätung der Zeitpunkte der Minima bestimmen. Diese Phasenverspätung zeigt sich auch im Bewässerungswasser des Reises, wo die Zeitpunkte des Auftretens der Minima als 6—7^h in der 1- und 10 cm-Schicht und 7—8^h in der 20 cm-Schicht anzunehmen sind. Die Streuung im Grundniveau innerhalb des Reisbestandes beweist, dass man hier im Vergleich zum 1 cm-Niveau schon mit einer Phasenverspätung von ungefähr 1—1½ Stunden rechnen kann (Tabelle XXXVII., XXXVIII.).

Die auf Grund der je zehntägigen Mittel der Wassertemperaturen gezeichneten Gänge (Abb. 23., 24.) beweisen, dass die zum späteren Zeitpunkt auftretenden Wassertemperaturminima meist im August vorkamen.

KOPÁNC, 1958.

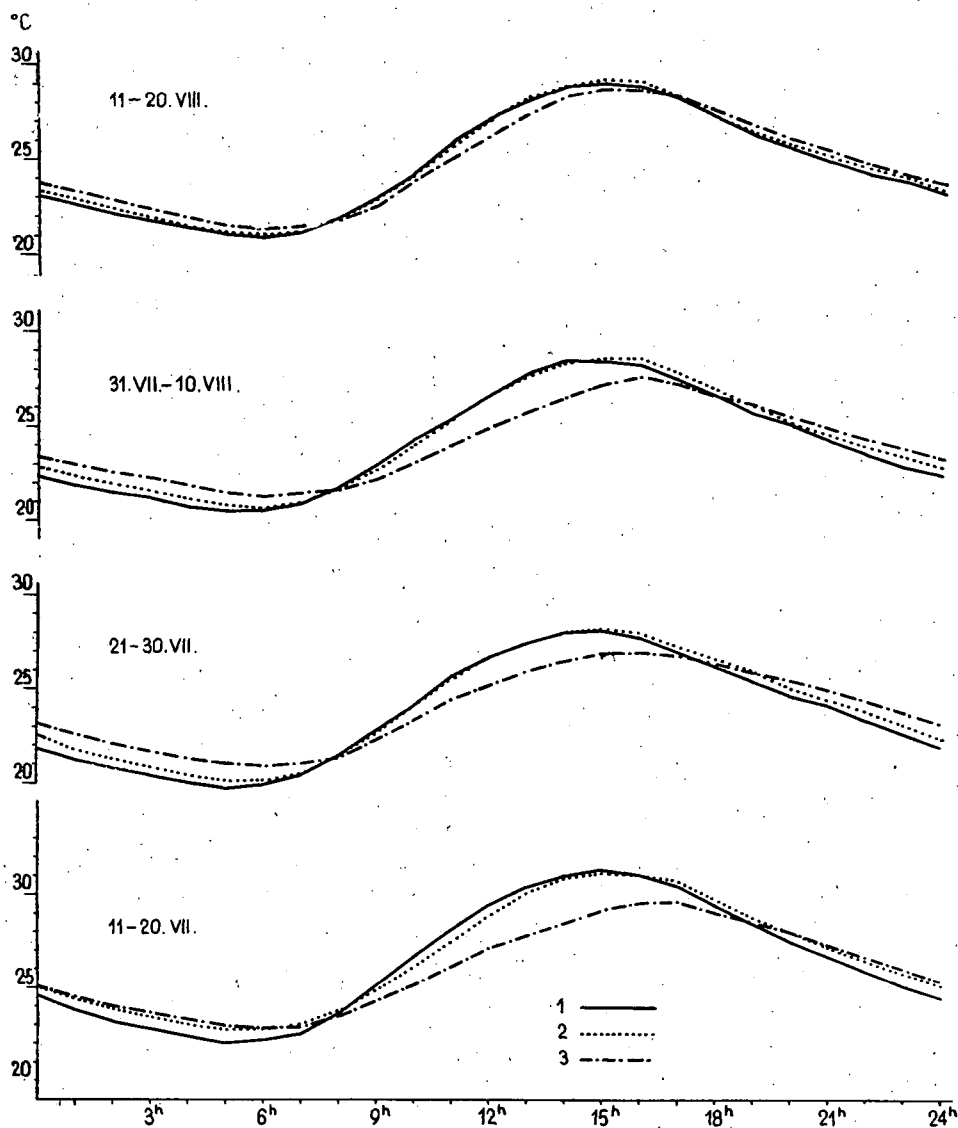


Abb. 23. Tagesgang der Wassertemperatur in den Schichten des Bewässerungswassers des Reises.

Zehntägige Mittel. 1 = 1 cm, 2 = 10 cm, 3 = 20 cm unter dem Wasseroberfläche = Bodenniveau.

Die Wassertemperaturmaxima im freien Wasser setzten meist um 15 Uhr in der 1 cm und 10 cm Schicht ein, aber im Grundniveau ist die Streuung schon bedeutend, und das Maximum kam meist um 16 und 17 Uhr vor. Im Bewässerungswasser des Reisbestandes ist die Streuung im Zeitpunkt der Maxima

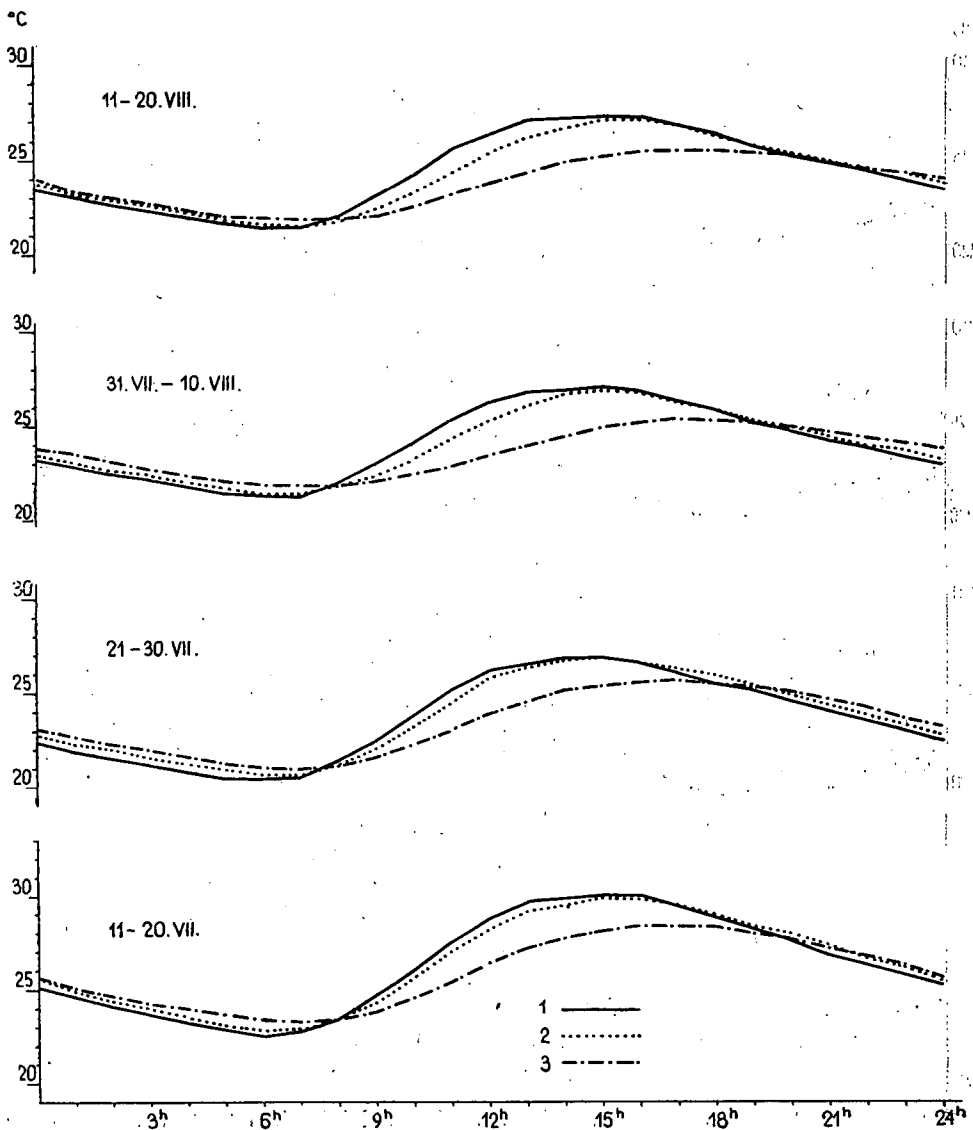


Abb. 24. Tagesgang der Wassertemperatur im freien Wasser.
Zehntägige Mittel. Für Zeichenerklärung siehe Abb. 23.

in allen Niveaus — auch an diesen wenig bewölkten Tagen — grösser als im freien Wasser. In der 1 cm- und 10 cm-Schicht findet man den Gipfel des Tagesganges wieder um 15 Uhr. Die Verschiebung im Vergleich zum freien Wasser kann hier auf Grund der Werte von 16 Uhr bestimmt werden; zu dieser Zeit sind die prozentigen Werte im Bewässerungswasser des Reises höher. Die Temperaturmaxima am Wassergrund findet man in einem noch

grösseren Intervall als im freien Wasser. Dieses Intervall dauert von 14^h bis 20^h, mit seinem Kern um 16—18^h. Man muss aber in Betracht nehmen, dass sich die Temperaturwerte im Bewässerungswasser infolge der Erwärmtheit des Wassers und der Beschattung der Vegetation mehrere Stunden lang im beinahe gleichen Niveau bewegten und in der Gestaltung des Zeitpunktes des Wassertemperaturmaximums macht sich in mehreren Fällen eine kurzdauernde Wetterveränderung (die Sonne wird von einer Wolke verhüllt, der Wind wird stärker oder schwächer, usw.) geltend.

Noch mehr streuen sich die Zeitpunkte des Eintritts der Wassertemperaturminima (Tabelle XXXIX.) und -maxima (Tabelle XL.) wenn man die alle Tage, also auch trübe und überwiegend trübe Tage umfassende Tabellen in Betracht nimmt.

Die Wetterverhältnisse spiegeln sich besonders in der grossen Streuung in der 1 cm-Schicht des freien Wassers, die Minima kommen zwischen 4 und 9^h, die Maxima zwischen 12 und 17^h vor. Dabei ist das Intervall in der 1 cm-Schicht des Bewässerungswassers des Reises kleiner. Die Ursache davon ist wieder die mässige Wirkung der Vegetation. Dem scheint es widerzusprechen, dass das Intervall, wo die Minima (zwischen 5 und 9^h) und die Maxima (zwischen 13 und 20^h) einsetzen, eben im Grundniveau des Bewässerungswassers des Reises am längsten ist. Die Ursache davon ist, dass diese Wasserschicht sich gewöhnlich von oben nach unten erwärmt, und bei den Maxima, dass die Abkühlung meist sowohl von der Wasseroberfläche als auch vom Wassergrund startet, aber ihre Intensität nicht gleich ist.

Wir stellen den täglichen Temperaturgang des freien Wassers und den des Bewässerungswassers des Reises auf Grund der zehntägigen Mittel in Abb. 23., 24. dar. Aus diesen Diagrammen erhellt es, dass in der 1 cm-Schicht des freien Wassers die Minima im August um 1 Uhr später einsetzen. Das beweist unsere frühere Feststellung. In der Mitte des Wassers und am Wassergrund gibt es keine bedeutendere Verschiebung. In der Mitte des Wassers können die Temperaturmaxima um 16 und 15 Uhr beobachtet werden. Das Maximum der Temperaturkurve am Wassergrund im Bewässerungswasser des Reises befindet sich bei 17^h; dagegen ist die Kulmination der ersten Dekade im freien Wasser um 17 Uhr, in der zweiten und dritten Dekade um 16 Uhr, und in der vierten um 15 Uhr. Die immer früher einsetzenden Temperaturmaxima am Grund des freien Wassers können mit der Mittagshöhe der Sonne und mit der Verkürzung der Tage in Zusammenhang gebracht werden.

Die Graphikons beweisen unsere auf die Isoplethendarstellungen gegründete Feststellung, dass das Bewässerungswasser hinsichtlich der Temperatur besonders im Reisbestand stark geschichtet ist. Meist sind die grössten Temperaturunterschiede zwischen 11—14^h, zwischen den Temperaturen der 1 cm- und der Grundsicht. Während im Bewässerungswasser, der Reises auch zwischen 1 und 10 cm einen Temperaturunterschied von 0,5—1,2°C gibt, sind diese Werte im freien Wasser, von einer Ausnahme abgesehen, kleiner, und zwar maximal 0,6°C. Das beweist auch, dass sich die obere 10 cm-Schicht des freien Wassers gleichmässig erwärmt, während die Grundsicht am Vormittag in der Erwärmung zurückbleibt. Natürlich sind diese zehntägigen Mittel zur Beurteilung der täglichen Vorgänge der Erwärmung und Abkühlung nicht geeignet.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass es infolge des Einflusses der Vegetation in der Erwärmung, Abkühlung, im Temperaturgang des freien

Wassers und des Bewässerungswassers des Reises bedeutende Unterschiede gibt. Man kann feststellen, dass die drei verschiedenen Substrate unter gleichen Wetterverhältnissen eigenartige Temperaturverhältnisse haben, was auch die Temperatur der mit ihnen in Berührung stehenden Luft beeinflusst. Darüber werden wir im folgenden Abschnitt berichten.

Literatur

- Alissow, B. D.—Drosow, O. A.—Rubinstein, S. E.*: Lehrbuch der Klimatologie. 1956. Berlin
- Anderkó Aurél*: A talaj melegének periódusos ingása. Matematikai és Fizikai Lapok. 18. Budapest, 1909.
- Aniol, R.*: Beobachtungsergebnisse der Erdbodentemperatur. Bibliographien des Deutschen Wetterdienstes Nr. 18 Offenbach a. M. 1965.
- Aujeszký—Berényi—Béll*: Mezőgazdasági meteorológia. Budapest, 1951.
- Bacsó N.—Kakas J.—Takács L.*: Magyarország éghajlata. Országos Meteorológiai Int. hiv. kiadv. XVII. kötet. Budapest, 1953.
- Bacsó N.*: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1959.
- Bacsó N.*: Öntözéssel kapcsolatos meteorológiai ismeretek. Agrártud. Egyetem. Gödöllő, 1963. Kézirat.
- Baumgartner, A.*: Wärmeumsätze des Bodens und der Pflanze. Frostschutz im Pflanzenbau I. München, 1963/a.
- Baumgartner, A.*: Einfluss des Geländes auf Lagerung und Bewegung der nächtlichen Kaltluft. Frostschutz im Pflanzenbau. I. München, 1963/b.
- Conrad, V.*: Oberflächentemperaturen in Alpenseen. Gerlands Beiträge zur Geophysik 46. 1935.
- Conrad, V.*: Zum Wasserklima einiger alpiner Seen Österreichs. Beih. z. Jahrbuch d. Zentralanstalt. f. Met. u. Geodin. Wien. 1936.
- Czepa, O.*: Über die spektrale Lichtdurchlässigkeit von Binnengewässern. Wetter und Leben. 6. 1954.
- Dirmhirn, I.*: Neuere Strahlungsmessungen in den Lunzer Seen. Wetter und Leben. 3. 1951.
- Eckel, O.*: Mittel und Extremtemperaturen des Hallstättersees. Wetter und Leben. 1952.
- Frey, H.*: Der Frühlingseinzug am Züricher See. Zürich, 1931.
- Früh, J.*: Geographie der Schweiz. I. St. Gallen, 1930.
- Geiger, R.*: The modification of mikroklimat by vegetation in open country and in hilly country. Arid Zone Research. XI. UNESCO. Paris, 1958.
- Geiger, R.*: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. Braunschweig, 1961.
- Höhne, W.*: Experimentelle und mikroklimatische Untersuchungen an Kleingewässern. Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der DDR. 4. 1954.
- Kakas J.*: Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon. Időjárás 1960.
- Keränen, J.*: Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. Einführung in d. Geophys. 1929.
- Kreybig L.*: Az agrotechnika tényezői és irányelvei. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1953.
- Kunkel, G.*: Meteorologisch — Mikroklimatische Beobachtungen in Valdivia (Südchile). Abhandlungen der deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 1959.
- Lundegardh, H.*: Klima und Boden. Jena, 1954.

- Mahringer, W.*: Über die spektrale Durchlässigkeit des Traunsees. Wetter und Leben 10. 1958.
- Massány E.*: A talaj hőelmélete. Időjárás, Budapest, 1907.
- Peppler, W.*: Beitrag zur Kenntniss der Oberflächentemperatur des Bodensees. Zeitschrift f. angew. Met. 45. 1928.
- Pichler, W.*: Der Almtümpel als Lebensstätte. Bioklimatische Beiblätter des Meteorologischen Zeitschrift. 6. 1939.
- Réthly A.—Bacsó N.*: Időjárás — éghajlat és Magyarország éghajlata. A Magyar Meteorológiai Társaság Kiadványa. Budapest, 1938.
- Sauberer, F.*: Über das Licht im Neusiedlersee. Wetter und Leben 4. 1952.
- Schmidt, W.*: Über Boden und Wassertemperaturen. Meteorologische Zeitschrift 44. 1927.
- Schnelle, F.*: Frostschutz im Pflanzenbau I. BLV Verlagsgesellschaft München Basel Wien, 1963.
- Schubert, J.*: Das Verhalten des Bodens gegen Wärme. Handbuch der Bodenlehre VI. Berlin. 1930.
- Simonné Kiss Ibolya*: Adatok a rizs biológiájához és agrotechnikájához. Kandidátusi értekezés. Szarvas, 1960.
- Sulyok Z.*: Budapest talajhőmérséklete. Időjárás, 46. 1942.
- Szabados A.*: A földalatti harmat képződése és jelentősége. Időjárás 53. 1949.
- Wagner R.*: Adatok a Délkelet-Alföld mikroklímájához. Földrajzi Értesítő V. 1956. (a)
- Wagner R.*: Adatok a Kopáncsi rizsföldek éghajlatához. Időjárás. 61. 1957.
- Wilensky, D. G.*: Bodenkunde. Deutscher Bauernverlag. 1957.

THE LESSER MAXIMUM OF EVENING TEMPERATURE

BY I. HORVÁTH—V. I. FEHÉR

Zusammenfassung. In Pflanzenbeständen — besonders bei heiterem windstillem Wetter — setzt nach Sonnenuntergang eine Temperaturerhöhung ein, die oft auch 5°C beträgt. Auf Grund von Modelluntersuchungen folgern die Verfasser, dass die Ursache dieser Temperaturerhöhung in erster Linie die Taubildung ist. Ihre Feststellung wird bewiesen durch die Tatsachen, dass

- a) die Temperaturerhöhung und die Taubildung gleichzeitig einsetzen,
- b) die Temperaturerhöhung und das Mass der Taubildung proportional veränderlich sind.

Summary. In vegetation stands — especially in clear, calm weather — a temperature rise of often as much as 5 °C occurs after sunset. On the basis of model examinations the authors come to the opinion that the cause of this rise of temperature is first of all the formation of dew. This is proved by the facts that

- a) the rise of temperature and dew formation occur simultaneously,
- b) the rise of temperature and the degree of dew formation are proportionately variable.

A rise of temperature of several degrees often takes place in the vegetation after sunset. This phenomenon was first found 12 years ago by R. WAGNER in the course of his microclimatological observations and has been observed many times since then. This rise in temperature after sunset has been observed in different kinds of vegetation several times also by us. According to WAGNER's and our own observations the rise of temperature differs according to the kind of vegetation and occurs especially in clear, calm weather, after high day temperatures. We have not found a description of this phenomenon in the literature and it is not mentioned in the fundamental microclimatological works of LUNDEGÅRDH (3) and GEIGER (2) either.

The problem is what causes the rise of temperature which often exceeds 5°C in certain kinds of vegetation even when the sky is not covered. According to R. WAGNER and N. G. POTAPOV (oral communications) this phenomenon is due to plant ecological and biological processes. They think that probably the plants take up warmer-than-air water from the soil and this causes the rise of temperature in the vegetation. Besides this the energy-producing metabolic processes of the plants, respiration above all, play a role.

On the basis of energetical considerations, however, we cannot accept this hypothesis, for the relatively small amount of water taken up from the soil cannot cause a rise of temperature of several degrees in the microclima-

tic space of the vegetation. One m^2 of compact vegetation maximally takes up 1 to 2 l of water from the soil during a few hours. Let us suppose that between the temperatures of the soil and the air there is a difference of 10°C (maximal difference). In this case the water taken up from the soil in one hour produces 20 kcal of heat. This quantity of heat would cause a temperature rise of maximally 1°C if the air layer 1 m over the ground is taken as a basis. Many times as much is the heat loss by outgoing radiation after sunset, especially in clear, calm weather. Similarly little energy is produced by the respiration of the plants. The metabolic processes of the microorganisms in the soil which produce considerable energy must be left out of consideration, because the rise of temperature after sunset can only be observed in the upper 5 cm layer of the soil and it is of a lesser order than in the air.

How can then the rise of temperature in the vegetation after sunrise be explained? We believe that it is connected first of all with the dew formation. Our hypothesis is supported by the fact that the highest rise of temperature after sunset occurs in clear, calm weather after hot days when the weather conditions favor dew formation. Dew formation produces a considerable amount of heat. At the formation of 1000 ml of dew 537 kcal of heat is liberated. Taking into consideration the 0.241 kcal specific heat of air (weight of 1 m^3 of air: 1.293 kg) this amount of heat may cause a considerable rise of temperature in the relatively closed system within the vegetation. Naturally the theoretically calculable rise of temperature is greatly reduced by the usually intensive outgoing radiation at dew formation and the movement of air. L. Aujeszký also points out the considerable air temperature-rising effect of dew formation saying "... by the change of phase of vapor a quantity of heat energy becomes liberated which completely compensates the heat loss due to outgoing radiation and hinders further cooling of the air."

Material and Method

In order to test the correctness of our hypothesis we carried out microclimate model experiments in the Agrobotanical Garden of the GÖDÖLLÖ University of Agriculture in 1962.

For the model experiments compact vegetable stands of oat (*Avena sativa*), sunflower (*Helianthus annuus*) and buckwheat (*Phagopyrum aesculentum*) were laid out in 12 by 12 m plots. The observations were made in these stands on 29 June and 16 July 1962. The amount of dew formed was determined by measuring hourly an amount of about 20 g of the leaves of different plants, and determining after drying the water content of the leaves. The fresh weight measurements were made on the spot on a tare weigher and the leaves were taken off carefully so that the dew formed on them would not fall off. The calculated "water content" represents the total amount of the actual water content of the plant and the dew formed on the leaves. In the sunflower in which no visually observable dew formation was found the change of water content in the evening hours was only one per cent. The "water content" of the buckwheat leaves, however, increased by more than 10% and the most intense dew formation was observed in this stand. Therefore we think that the change in "water content" represents nearly totally the amount of dew formed; the actual water content increase of the leaves

may at the most be 5 to 10% of this amount. In the evaluation the total increase of "water content" was regarded as dew. Calculating the leaf surface on the basis of the dry weight we determined the amount of dew formed on 100 cm² of leaf surface. From this the actual amount of dew formed in 1 m² of vegetation stand can be determined if we know the total leaf surface. In the course of microclimate investigations, depending on the height of the stand, the air temperature was measured with mercury thermometers at four levels and the relative vapor content of the air was determined at two levels with an Assman aspiration psychrometer. The air thermometers were set up 10 cm high over the ground, in the middle of the stand, at the level of the stand, and 20 cm high over the same. The relative vapor content was determined in the middle and at the level of the stand. The height of the sunflower was 150 cm, that of the buckwheat 70 cm, and that of the oat 100 cm. Control measurements were made in an area with no vegetation where the air thermometers were set up 10, 50, 100 and 150 cm high. The mercury thermometers were protected from direct radiation by tinfoil sheets. The air temperature was measured every half hour, the vapor content every hour.

Results and Evaluation

Before reporting on the results of the model experiments we present by way of an example some results of our microclimatological observations carried out at Buzsák on June 30, July 1 and August 23, 1960 where the rise of temperature after sunset is well visible. On both occasions the air temperature was measured electric resistance thermometers at various levels depending on the height of the vegetation stand every half hour.

In the course of our observations of June 30, 1960 the microclimate was measured at three stations. The first station was set up in the fish-pond over open water, 14 m offshore. The second station was 5 m away from the shore in a 50 cm high dense stand of *Ruderalia* and the third 50 m from the shore in 10 cm — high *Lolietum* grass. The variations of the temperature at 10 cm and 150 cm, and the temperature isopleths of the air layer close over the ground, between 19 and 23 hours, are shown in Figs. 1 and 2.

At the station set up in the pond nearly even temperature sinking was observed on both days. (The slight rise of temperature observed between 21 and 23 hours on June 30 may be explained by the advection caused by the gentle west wind. In the *Ruderalia* on the shore after 20 hours a minor, and after 21 hours a greater (1.7°C) rise of temperature was observed. Slight dew formation in this stand began about 20 hours and there was heavy dew after 21 hours. An intense rise of temperature of more than 2°C occurred over the *Lolietum* after 21.30. Dew formation in this stand could be observed after 21 hours.

Microclimatological observations were again made in the same area on August 23 1960. Fig. 2 shows the data of three stations, between 19 and 23 hours.

The first station was 35 m from the shore in a 10 cm tall *Lolietum* stand. The second was also 35 m from the shore in a 70 cm tall dense *Caricetum* stand. The third station was set up 50 m offshore over open watersurface.

On this occasion, too; a fairly even sinking of the temperature over the

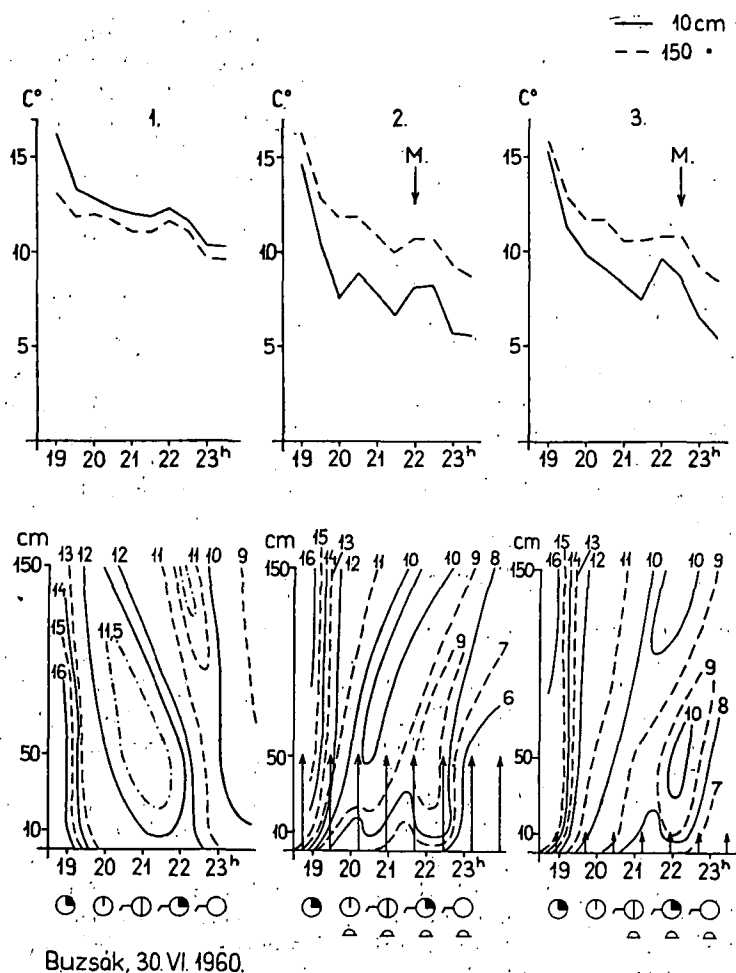
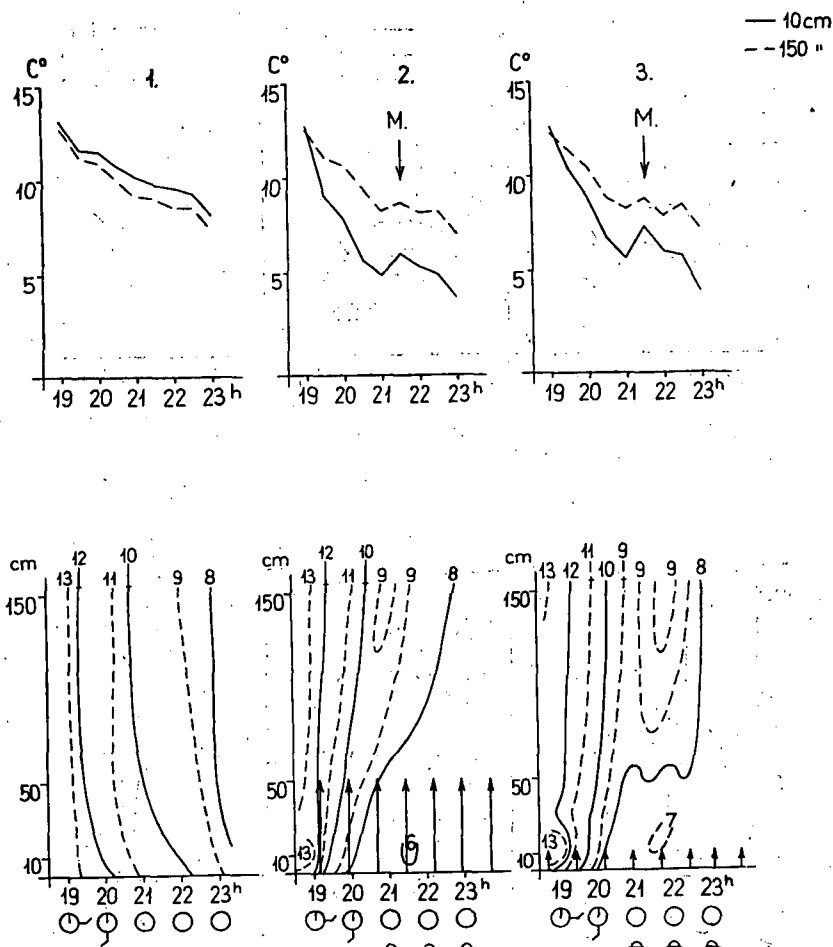


Fig. 1.

Temperature of the air over the ground. (June 30, 1960.) 1 = pond, 2 = ruderalia on the, 3 = Lolietum, M = rise of temperature ↑ = tallness of stand

pond was observed. A minor rise of temperature occurred about 20 and 23 hours. At the two other stations dew formation was observed from 21 hours on. However, dew formation was much more intense in the Caricetum than in the Lolietum. Over the vegetation stand in the Lolietum a temperature rise of 1.2°C, and at the level of the vegetation stand in the Caricetum where the dew formation was the strongest, a temperature rise of 2°C was observed.

We give the results of our model experiments according to our observations on July 16, 1962. The air temperature conditions of the different stands are shown by curve graphs and isopleths in Fig. 4.



Buzsák, 1.VII.1960.

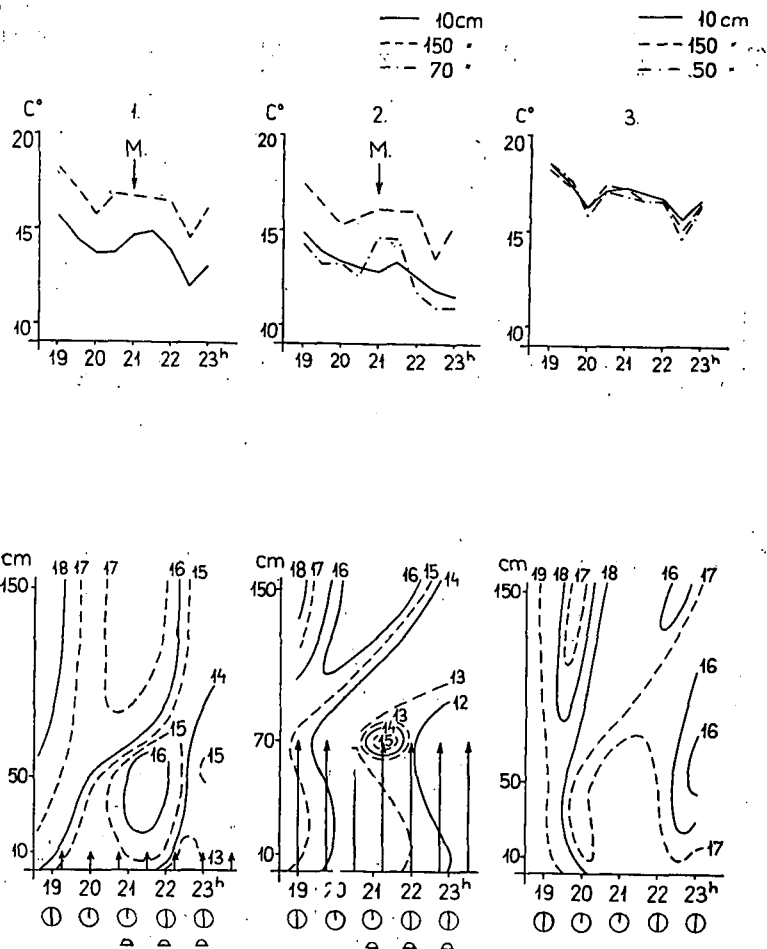
Fig. 2.

Temperature of the air over the ground (June 1, 1960.) 1 = pond, 2 = ruderalia on the shore, 3 = *Lolietum*, M = rise of temperature ↑ = tallness of stand.

Fig. 5 shows the amount of dew formed hourly between 19 and 22 hours in the three different vegetation stands.

An even sinking of temperature occurred after sunset in the stand of sunflowers (1) as well as in the control area (4). Only at the height of 150 cm in the control area did a slight rise of temperature (0.8°C) occur. This latter, however, may be explained by advection because at the same time the temperature was above 15°C in the vegetation stands not far from this area.

According to our observations scarcely any dew was formed in the stand



Buzsák, 23. VIII. 1960.

Fig. 3.

Temperature of the air over the ground (August 23, 1960). 1 = *Lolietum*, 2 = *Caricetum*, 3 = pond, M = rise of temperature, ↑ = tallness of stand.

of sunflowers; as small an amount as 0.2 ml per 100 cm² of leaf surface was found.

The greatest rise of temperature was observed in the stand of buckwheat between 20.30 and 21 hours. Its value at 35 cm was 1.5°C, and at 70 cm, i. e. at the height of the stand, where dew formation was the most intense, it was 2.1°C. In the stand of buckwheat 5.4 ml of dew per 100 cm² of leaf surface was measured between 19 and 22 hours and 3.5 ml of this fell into the period of the greatest rise of temperature (between 20 and 21 hours).

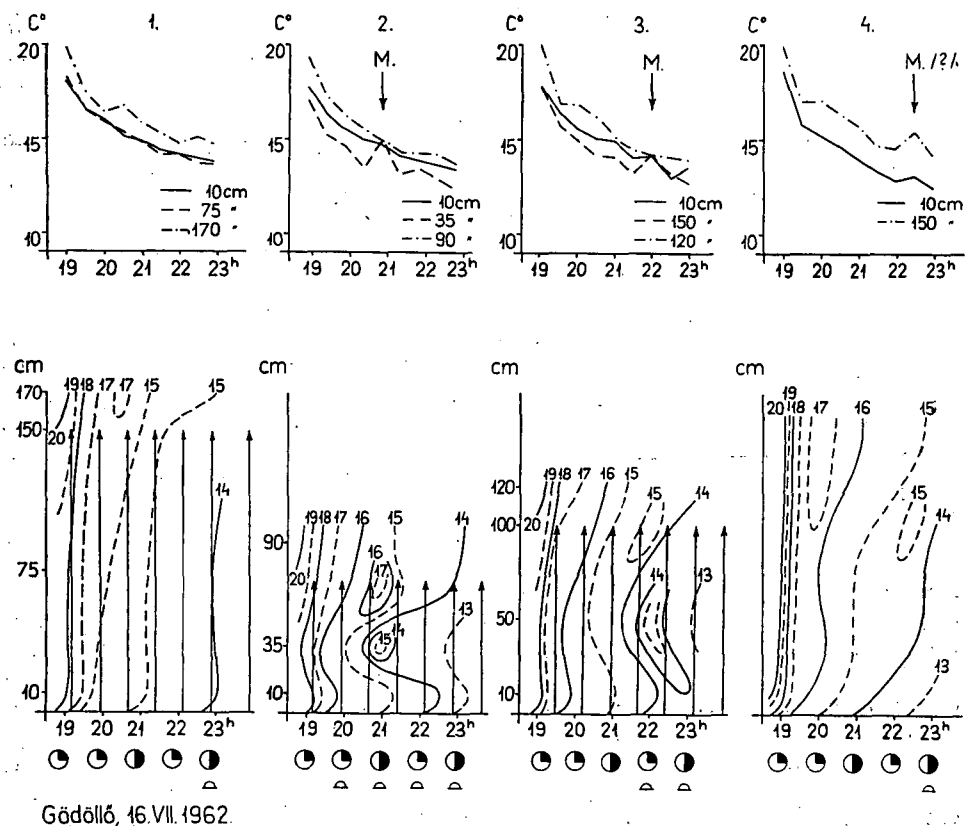


Fig. 4.

Temperature of the air over the ground (July 16, 1962). 1 = stand of sunflowers, 2 = stand of buckwheat, 3 = stand of oat, 4 = control with no vegetation, M = rise of temperature
 ↑ = tallness of stand.

Slight dew formation (1.3 ml per 100 cm² of leaf surface between 19 and 22 hours) and a slight rise of temperature (0.9°C at 50 cm) were observed in the oat stand. The rise of temperature manifested itself in the oat about a half hour later than in the buckwheat stand. According to our observations maximal dew formation took place simultaneously with the rise of temperature in this stand too.

According to our model experiment the 5.3 ml of dew in 1 m² of area (taking 5 m² of leaf-surface minimally as a base) formed on 100 cm² of leaf surface in the stand of buckwheat showing maximal dew formation between 19 and 22 hours means an hourly average of 900 ml of dew, 480 kcal of heat becomes liberated at the formation of this amount of dew. In our opinion it is by this amount of heat that the rise of temperature in the vegetation stand in calm weather can be explained.

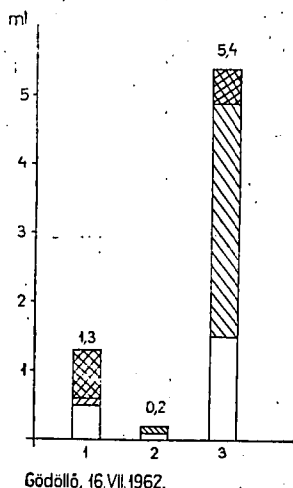


Fig. 5.

Dew: ml per 100 cm, of leaf surface 1 = oat, 2 = sunflower, 3 = buckwheat □ = between 19 and 20 hours. Striped column = between 20 and 21 hours. Checked column = between 21 and 22 hours

cause a much greater rise of temperature than that actually observed.

In areas with no vegetation cover also in our model experiments a slight rise of temperature (0.4°C) was observed at 10 cm after 22 hours.

It is with this dew formation that we explain what happens on the soil surface but we could not measure it with our method. The greater rise of temperature at 150 cm in the control area (0.8°C) may be explained by advection. (The oat stand was 10 m distant from the control station.)

The rise of temperature in the vegetation stand after sunset observed in our microclimatological investigations is a general phenomenon in calm weather. On the basis of our model experiments 1962 we think that dew formation is responsible for it. This view of ours is supported by the following facts:

- the rise of temperature and the dew formation occur simultaneously,
- the degrees of the temperature rise and of dew formation are proportionately variable,
- at dew formation a considerable amount of heat becomes liberated which, according to theoretical computation (taking a closed system without outgoing radiation as a basis), would

Summary

In vegetation stands, especially in clear, calm weather, a rise of temperature usually occurs after sunset. This rise of temperature often is as much as 5°C . On the basis of our model experiments in 1962 we think dew formation is responsible for this rise of temperature. This opinion is supported by the following facts:

- the rise of temperature and the dew formation occur simultaneously,
- the degrees of the temperature rise and of dew formation are proportionately variable,
- at dew formation a considerable amount of heat becomes liberated which, according to theoretical computation (taking a closed system without outgoing radiation as a bases), would cause a much greter rise of temperature than that actually observed.

Literature

1. *Aujeszký L.—Berényi D.—Béll B.*: Mezőgazdasági meteorológia. 1951. Akadémiai Kiadó, Budapest.
2. *Geiger, R.*: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 1961. Friedr. Vieweg et Sohn. Braunschweig.
3. *Lundegårdh, H.*: Klima und Boden. 1954. Veb. Gustav Fischer Verlag. Jena.
4. *Wagner, R.*: A növényzet okozta hőmérsékleti „esti kismaximum” a mikrobiológiában. 1956. Biológiai Közlemények. Bp.

CONTENTS — INHALTSVERZEICHNIS

<i>Wagner, R.:</i> Die Temperatur des Bodens, des Wassers und der Luft in Kopáncs. I. .	3
<i>Horváth, I.—Fehér V. I.:</i> The lesser maximum of evening temperature	83



Felelős kiadó: Dr. Wagner Richárd

65. 4222. Bács-Kiskun megyei Nyomda V., Keeskemét